



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

CERCEDILLA

Segunda serie. Primera edición 1991

Reimpresión 1996

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por dos equipos pertenecientes a la Agrupación de Empresas EGEO, S. A.-GEOPRIN, S. A., y al Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid, en el marco del convenio establecido entre el I.T.G.E. y la Universidad Complutense.

Han intervenido en la realización los siguientes autores:

Mapa geológico:

- Mesozoico y Cuaternario: A. Martín Serrano (EGEO, S. A.), A. del Olmo Sanz (EGEO, S. A.) y J. Pedraza (U.C.M.).
- Rocas metamórficas e ígneas: F. Bellido Mulas (GEOPRIN, S. A.), C. Casquet (U.C.M.), J. M. Fúster (U.C.M.) y J. G. de Pablo Macià (EGEO, S. A.).

Memoria:

- Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica: F. Bellido Mulas, A. Martín Serrano, A. del Olmo Sanz y J. G. de Pablo Macià.
- Petrología: C. Casquet, J. M. Fúster, E. Ibarrola y M. J. Huertas.
- Tectónica: Hercínica, J. G. de Pablo Macià; Tardihercínica y Alpina, R. Capote (U.C.M.), J. M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- Geomorfología: J. Pedraza (U.C.M.), R. Villasante (EGEO, S. A.), J. de Dios Centeno (U.C.M.) y P. Fernández (U.C.M.).
- Geología Económica: A. Merlo (GEOPRIN, S. A.).
- Petrografía: C. Casquet, J. M. Fúster, M. T. Ruiz García (GEOPRIN, S. A.) y M. J. Huertas (U.C.M.).

Asesoría en Geología Estructural:

- Tectónica Hercínica: F. González Lodeiro (Univ. Granada) y J. Macaya (Univ. Salamanca).
- Tectónica Tardihercínica y Alpina: R. Capote, J. M. González Casado y G. de Vicente.

Asesoría en Sedimentología:

- A. Alonso Millán (U.C.M.).

Mapa Geomorfológico:

- J. Pedraza (U.C.M.), R. Villasante (EGEO, S. A.), J. de Dios Centeno (U.C.M.) y P. Fernández (U.C.M.).

Dirección y supervisión del I.T.G.E.:

- A. Pérez González y C. Ruiz García.

© Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
ISBN: 84-7840-271-3
Depósito Legal: M-45836-1996
N.º PO: 241-96-018-3
Primera Edición 1991
Reimpresión 1996

Imprime: Gráficas Chile, S.A.L.
C/. Chile, 27 - 28016 MADRID

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCION	7
1.1. Situación geográfica	7
1.2. Antecedentes	9
1.3. Encuadre geológico	10
1.4. Metodología seguida en la confección de la Hoja	12
2. ESTRATIGRAFIA	13
2.1. Rocas metamórficas ortoderivadas	13
2.1.1. Ortoneises glandulares mesócratos y melanocráticos (16)	15
2.1.2. Ortoneises heterogéneos de tipo Cerceda (19)	15
2.1.3. Ortoneises glandulares graníticos (17)	15
2.1.4. Leuconeises (18)	16
2.1.5. Ortoanfibolitas	16
2.2. Rocas metamórficas paraderivadas (afloramientos de Quintanar y de Cuerda Larga)	16
2.2.1. Paraneises (20)	17
2.2.2. Metasamitas (20)	17
2.2.3. Rocas de silicatos cálcicos (20)	17
2.3. Depósitos cretácicos	18
2.3.1. Margas, dolomías y areniscas (21, 22)	18
2.4. Plioceno superior	19
2.4.1. Cantos y bloques con limos arenosos amarillentos (23)	19
2.5. Cuaternario	19
2.5.1. Pleistoceno	19
2.5.1.1. Limos, arenas y turberas (Fondos de Navas) (29)	19
2.5.1.2. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (Glacis de vertiente) (28)	19

	Páginas
2.5.1.3. Cantos, bloques y arenas (Coluviones) (27)	20
2.5.1.4. Cantos, bloques y arenas (Conos de deyección) (26)	20
2.5.1.5. Cantos, arenas y limos (Terrazas) (25)	20
2.5.1.6. Bloques, cantos y arenas (Morrenas) (29)	21
2.5.2. Holoceno	21
2.5.2.1. Materiales antrópicos (32)	21
2.5.2.2. Arenas, limos, gravas, cantos y bloques (Aluviales, fondos de valles) (31)	21
2.5.2.3. Limos y arenas con cantos y bloques (Depósitos de solifluxión) (30)	21
3. PETROLOGIA	22
3.1. Descripción de los materiales	22
3.1.1. Rocas metamórficas	22
3.1.1.1. Metasedimentos	22
3.1.1.2. Rocas ígneas pre-hercínicas	24
3.1.2. Rocas ígneas hercínicas	32
3.1.2.1. Rocas plutónicas (7)	32
3.1.2.2. Rocas filonianas	46
3.2. Condiciones metamórficas	51
3.2.1. Metamorfismo regional	51
3.2.2. Metamorfismo de contacto	53
3.3. Geoquímica y petrogénesis	54
3.3.1. Rocas metamórficas ortoderivadas	54
3.3.2. Rocas ígneas hercínicas	55
3.3.2.1. Tonalitas deformadas (Tipo La Jarosa)	55
3.3.2.2. Adamellitas con cordierita (Tipo Alpedrete)	58
3.3.2.3. Adamellitas porfídicas orientadas (Tipo Sierra del Francés)	60
3.3.2.4. Granitos con cordierita (Tipos Cardín, Peña del Hombre y Mataelpino)	60
3.3.2.5. Leucogranitos	61
3.3.2.6. Adamellitas (Tipo La Granja)	62
3.3.2.7. Rocas filonianas	62
3.3.3. Consideraciones generales sobre la evolución de las rocas ígneas	62
3.4. Geocronología	65
4. TECTONICA	66
4.1. Orogenia hercínica	66
4.1.1. Primera fase de deformación (D ₁)	66
4.1.2. Segunda fase de deformación (D ₂)	67
4.1.3. Tercera fase de deformación (D ₃)	67
4.1.4. Cuarta y quinta fases de deformación (D ₄ y D ₅)	68
4.1.5. Etapas de fracturación tardihercínica	68

	Páginas
4.1.5.1. Etapa Malagón	71
4.1.5.2. Etapa Hiendelaencina	71
4.2. Orogenia alpina	73
4.2.1. Etapa Ibérica	73
4.2.2. Etapa N-S	74
4.2.3. Etapa Guadarrama	74
5. GEOMORFOLOGIA	74
5.1. Características geomorfológicas generales	74
5.1.1. Las superficies de erosión	75
5.1.2. El modelado de detalle. La evolución cuaternaria	77
5.2. Sistema cartográfico	79
5.3. Descripción de las unidades	80
5.3.1. Superficie tipo penillanura en cumbres	80
5.3.2. Superficie tipo penillanura en paramera	81
5.3.3. Laderas	81
5.3.4. Superficie tipo pediment	82
5.3.5. Fondos de depresiones interiores y corredores	82
5.4. Descripción de los elementos	83
5.4.1. Elementos asociados a las superficies de erosión	83
5.4.2. Elementos glaciares	84
5.4.3. Elementos periglaciares	85
5.4.4. Elementos coluviales	86
5.4.5. Elementos fluviales y de procesos asociados	87
5.4.6. Relieves estructurales	89
6. HISTORIA GEOLOGICA	89
7. GEOLOGIA ECONOMICA	94
7.1. Minería y Canteras	94
7.2. Hidrogeología	96
8. BIBLIOGRAFIA	98

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Cercedilla se sitúa en el sector central de la Sierra de Guadarrama, perteneciendo más de la mitad de la misma a la vertiente S, y algo menos de la mitad a la vertiente N (Fig. 1).

Las cotas más altas se encuentran en una cuerda que con dirección aproximada NE-SO atraviesa la Hoja, haciendo a su vez, en parte, de divisoria entre las cuencas hidrográficas del Duero y del Tajo y entre las provincias de Madrid y Segovia. En esta cuerda se encuentran los cerros de Cabeza de Hierro (2.383 m), Bola del Mundo (2.262 m), Siete Picos (2.138 m), Montón de Trigo (2.154 m), Peña del Aguila (2.009 m) y Cabeza de Líjar (1.824 m). Otras cotas dignas de destacar son: el cerro de La Maliciosa (2.227 m), situado en la Sierra de los Porrones; La Peña del Oso (2.196 m), en la Sierra de la Mujer Muerta; el cerro Quintanar (1.932 m), en la Sierra de Quintanar, y la Peña del Yelmo (1.716 m), en la Sierra de La Pedriza. Los puertos más importantes por los que atraviesa este sistema de sierras, son el Puerto de Navacerrada (1.860 m), el Puerto de Cotos (1.830) y el Puerto de la Fuenfría (1.793 m), todos ellos en el sector N de la Hoja, y el Puerto de Guadarrama (1.511 m), en el sector SO de la misma.

El punto más bajo de la Hoja se encuentra en el sector sureste de la Hoja, donde el arroyo de Navahuerta la abandona (880 m), seguido de el Embalse de Santillana (889 m) sobre el río Manzanares, siendo la cota media considerablemente alta, ya que la mayoría de la superficie de la Hoja se encuentra por encima de los 1.200 m.

Los ríos más importantes de la vertiente sur son: el Manzanares, con su afluente el Navacerrada; el río Pradillo o río de las Puentes, que junto con el río de la Venta dan origen al río Guadarrama. Todos ellos pertenecen a la Cuenca Hidrográfica del río Tajo.

Los ríos más importantes de la vertiente norte son: el río Moros, el río Milanillos y el río Aceveda, todos ellos afluentes del Eresma; el río Gudillos, afluente del río Moros, y los arroyos del Telégrafo, arroyo de Miguete y arroyo del Puerto del Paular, que dan origen al río Eresma. Todos ellos vierten sus aguas a la Cuenca Hidrográfica del Duero.

Unas dos terceras partes de la Hoja pertenecen a la provincia de Madrid, y el resto a la de

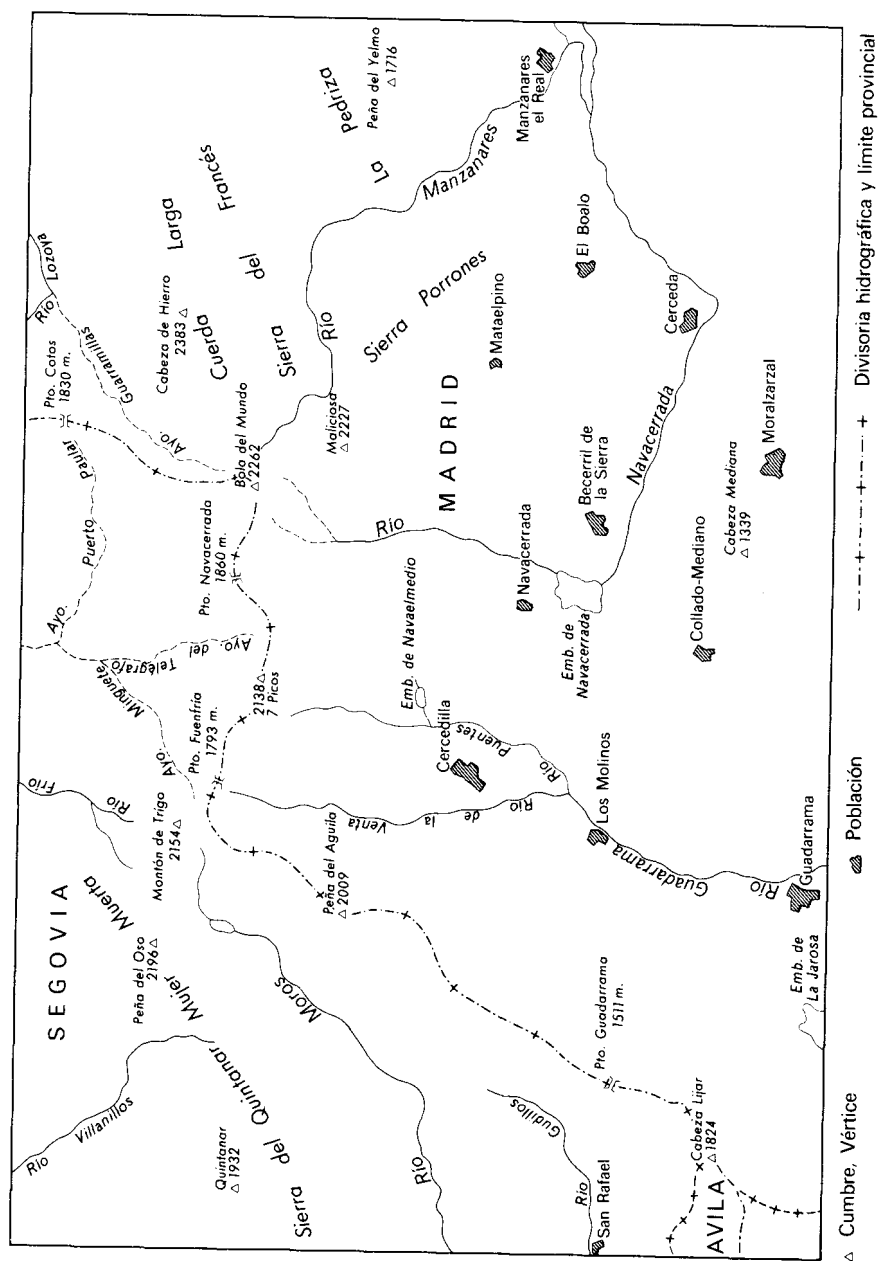


Figura 1. Esquema geográfico de la hoja

Segovia, salvo un pequeño sector en la esquina SO de la Hoja, junto a Cabeza de Lijar, que pertenecen a la provincia de Avila.

Todas las poblaciones de la Hoja se encuentran en la provincia de Madrid, siendo las más importantes: Guadarrama, Cercedilla, Manzanares el Real, Becerril y Moralzarzal.

1.2. ANTECEDENTES

La revisión más actualizada, aunque esquemática, del conocimiento geológico del Sistema Central español se encuentra en el trabajo de BELLIDO *et al.* (1981), realizado con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Anteriormente BARD *et al.* (1970) trazan los rasgos más generales de esta región. Por su parte, CAPOTE & VEGAS (1968) se ocupan de los afloramientos metamórficos de la provincia de Avila, definiéndose y haciendo una revisión sistemática aunque sucinta de ellos.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios es tratada conjuntamente para todo el Sistema Central o para amplios sectores de éste, en los trabajos de CAPOTE & FERNANDEZ CASALS (1975), CAPOTE *et al.* (1977) y FERNANDEZ CASALS *et al.* (1985).

Los trabajos más importantes, que también de un modo más o menos general estudian la tectónica, son los de CAPOTE *et al.* (1981a), UBANELL (1981), CAPOTE *et al.* (1982) y CAPOTE (1983, 1985) y MACAYA *et al.* (en prensa).

El primer trabajo general sobre los granitoides es el de APARICIO *et al.* (1975), al cual acompaña un mapa especialmente dedicado a los granitos de la Sierra de Guadarrama.

Los trabajos de BARRERA *et al.* (1981a), fundamentalmente geoquímico, el de APARICIO *et al.* (1983) y finalmente el de BRANDEBOURGUER (1984), también se ocupan del estudio sistemático de los granitos. Por último, VILLASECA (1985a) realiza una revisión breve del conocimiento actual sobre ellos y apunta una interpretación petrogenética para los mismos.

Los ortoneises glandulares han sido estudiados de manera global en los trabajos de NAVIDAD (1978 a y b, 1979) y PEINADO (en prensa).

La disposición y emplazamiento relativo de las rocas filonianas ha sido estudiado por UBANELL (1981).

Los datos geocronológicos hasta este momento son escasos y plantean a veces problemas de interpretación o correlación. Todos ellos son de rocas ígneas hercínicas o antehercínicas. Los trabajos en los que se encuentran estos datos son los de MENDES *et al.* (1972); VIALETTE *et al.* (1986); SERRANO PINTO *et al.* (1988); IBARROLA *et al.* (1986, 1988), y BISCHOFF *et al.* (1986).

El metamorfismo fue estudiado de modo general por primera vez por HEIM (1952). También se puede citar el trabajo de WAARD (1950) sobre las migmatitas de la Sierra de Guadarrama. En los trabajos de FUSTER *et al.* (1974), LOPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET & NAVIDAD (1985) se aborda de manera global el metamorfismo. Conviene citar también el trabajo de KILMURRAY (1978) que, aunque sobre un problema muy concreto como es la presencia de distena, abarca un amplio sector del Sistema Central.

En relación más directa con el área ocupada por esta Hoja se han realizado diversos trabajos. FUSTER & DE PEDRO (1955) estudian la geología del valle superior del río Eresma.

VILLASECA (1983b) estudia las bandas de milonitas y filonitas de segunda fase hercínica que están afectadas por las fases posteriores en una amplia área, que incluye el sector NO de esta Hoja, además del sector O de la Hoja de Segovia y NE de la de El Espinar. MACAYA (1983) estudia estas bandas miloníticas en el área Revenga-Segovia (O de la Hoja de Segovia) en las proximidades de esta Hoja.

Los granitoides de la Hoja han sido estudiados por diferentes autores. IBARROLA & FUSTER (1950) realizan el estudio de los granitos de Zarzalejo. FUSTER (1959) estudia los granitos del puerto de Navacerrada. Posteriormente FUSTER & RUBIO (1980) estudian el afloramiento granodiorítico-tonalítico de La Ventosilla. Por su parte RUBIO & VILLASECA (1981) realizan un trabajo en el que describen el stock adamellítico de La Granja y el metamorfismo de contacto asociado. FUSTER & HUERTAS (1984) realizan un estudio del macizo granítico peraluminico de Cabeza Mediana.

Los diques han sido estudiados principalmente por FUSTER & IBARROLA (1953), que estudian los pórfidos y lamprófidios del área de La Granja y por FUSTER (1959) que realiza un trabajo sobre los lamprófidios del puerto de Navacerrada.

La petrología de los neises glandulares fue estudiada por FERNANDEZ CASALS (1974) en los neises del puerto de La Morcuera. Posteriormente TORNOS & CASQUET (1982) estudian los neises glandulares del Alto Valle del Lozoya.

El metamorfismo y la petrología de rocas metamórficas fue estudiado por TORNOS (1981) y CASQUET & TORNOS (1981) en el área del Peñalara, en el Alto Valle del Lozoya.

Acerca de los depósitos cretácicos de esta Hoja hay que referirse a trabajos realizados en otras zonas, ya que no existe ningún estudio pormenorizado del pequeño afloramiento de Cerceda. Así tenemos el detallado análisis de ALONSO (1981) para los cretácicos de Segovia y la correlación propuesta por ALONSO y MAS (1982) con los cretácicos del Sur de la Sierra de Guadarrama.

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

Los materiales que constituyen la Hoja se agrupan en dos conjuntos netamente diferentes. El primero, y con mucho el más extendido, está constituido por las rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Macizo Hercínico de edades precámbrico-paleozoicas, mientras que el segundo está representado por los sedimentos mesozoicos del pequeño afloramiento del valle del río Navacerrada y por los sedimentos cuaternarios extendidos por toda la Hoja.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, metamórficos e ígneos que afectan a los materiales precámbricos. Estos se enclavan dentro de la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o también dentro de la zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (Fig. 2).

BELLIDO *et al.* (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada, en la cual

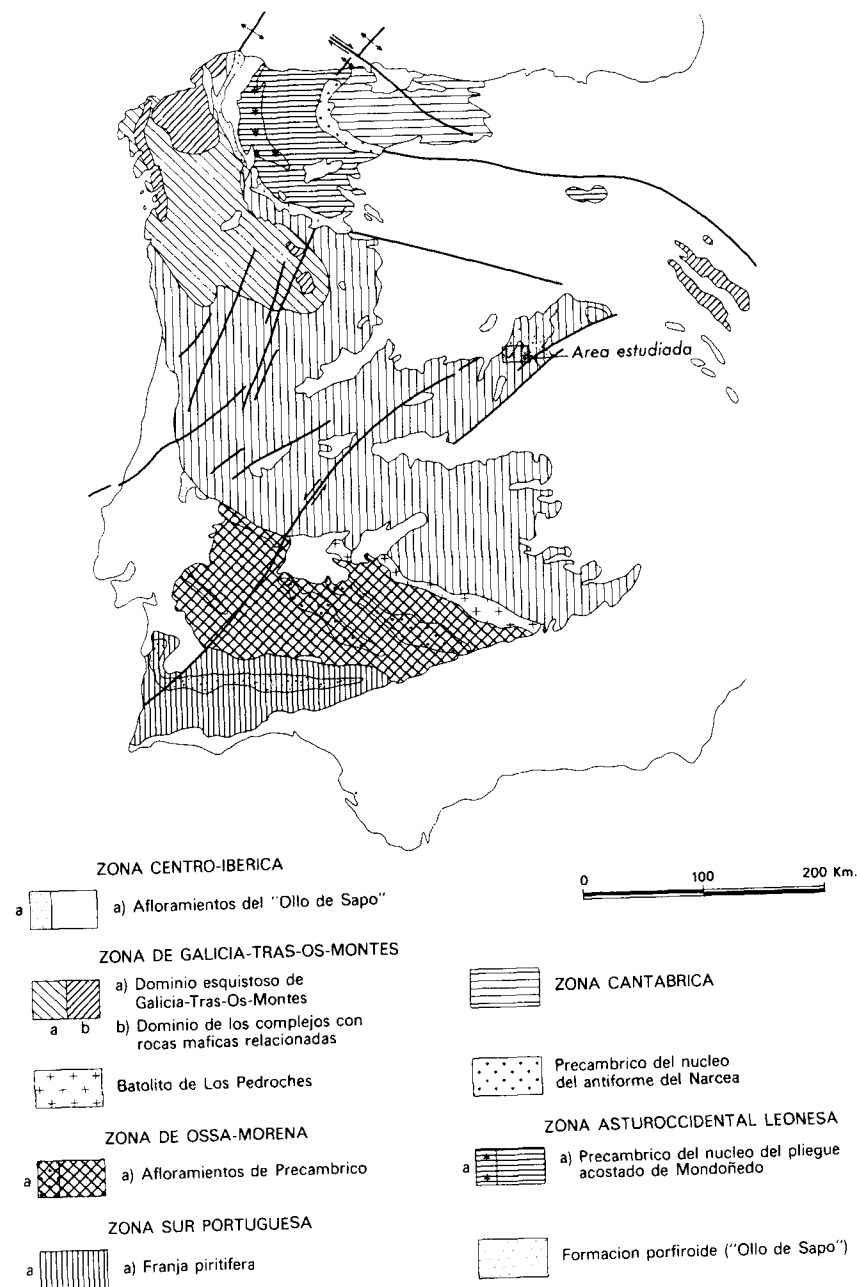


Figura 2. Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1.972) según ARENAS *et al.* (1.986).

la presente Hoja se encontraría en el dominio Central. Este dominio estaría caracterizado por:

- Afloramiento exclusivo de series preordovícicas.
- Metamorfismo regional intenso.
- Gran extensión de áreas que alcanzan el grado de anatexia.
- Presencia de gran número de granitoides tardihercánicos, más abundantes hacia el O.

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen, a su vez, el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales denominados de O a E: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón, siendo sus límites, cabalgamientos cuya posición coincide sensiblemente con los del trabajo anterior.

La presente Hoja pertenecería al Complejo de Guadarrama, que se caracteriza por:

- Presencia exclusiva de series preordovícicas, compuestas de paraneises, rocas de silicatos cálcicos, anfibolitas y mármoles, sobre neises ocelares diversos.
- Metamorfismo regional intenso.
- Menor frecuencia de cuerpos granitoides que en el Complejo situado al O (Complejo de Gredos).
- Estructura interna de pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

A su vez, las rocas hercinianas que afloran en la Hoja se pueden separar esquemáticamente en dos grandes grupos (ver esquema tectónico de la Hoja).

- a) Rocas metamórficas en grado medio-alto, entre las que se incluyen los ortoneises glandulares.
- b) Rocas graníticas hercínicas.

El contacto entre las rocas graníticas y las metamórficas suele ser intrusivo, dando lugar a metamorfismo de contacto. En algunos lugares el contacto entre rocas graníticas y metamórficas es por fractura.

La tectónica hercínica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas representan una tectónica tangencial de carácter dúctil, dando lugar a pliegues vergentes y a cabalgamientos. A éstas se asocian hasta tres esquistosidades penetrativas. Las últimas etapas tienen un carácter más frágil provocando pliegues más abiertos, subverticales y fracturación de conjunto.

1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA

En la realización de la Hoja han intervenido dos equipos de trabajo; uno, compuesto por geólogos del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid, y otro, compuesto por geólogos de la agrupación de empresas GEOPRIN, S. A., y EGEO, S. A. Cada uno de estos equipos ha sido encargado de la cartografía de las áreas de materiales

ígneos y metamórficos que previamente la definición del proyecto le asignaba (Fig. 3). A su vez, el Departamento de Petrología y Geoquímica se ha encargado de sintetizar toda la información petrológica y confeccionar el correspondiente capítulo de la presente memoria, mientras que la agrupación de empresas ha sido la responsable de la interpretación tectónica del conjunto y de la realización, en base a la cartografía por cada uno de los equipos, de los cortes geológicos que se incluyen en la Hoja, así como de la cartografía y estudio de los sedimentos mesozoicos y cuaternarios.

Por lo demás la metodología utilizada se ajusta a la propia del proyecto MAGNA, la cual podemos sintetizar del siguiente modo:

- Una primera etapa de recopilación bibliográfica de la región.
- Una segunda etapa de trabajo de campo, en la que se realiza la cartografía de la Hoja y la recogida sistemática de muestras.
- Una tercera etapa dedicada al análisis de laboratorio de las muestras recogidas y elaboración de las fichas de análisis correspondientes.
- Y una cuarta etapa de elaboración de los datos en gabinete, para la confección del Mapa y de la Memoria. La información generada en las etapas anteriores, que no queda recogida en estos dos documentos (mapa y memoria), como fotografías, muestras, informes monográficos, mapa de situación de muestras, etc., se agrupa bajo un tercer epígrafe denominado Documentación Complementaria.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. ROCAS METAMORFICAS ORTODERIVADAS

Son rocas en su mayoría glandulares, en las que macroscópicamente se pueden distinguir diferentes tipos, lo que hace suponer la presencia de unidades plutónicas distintas, cuya separación es problemática.

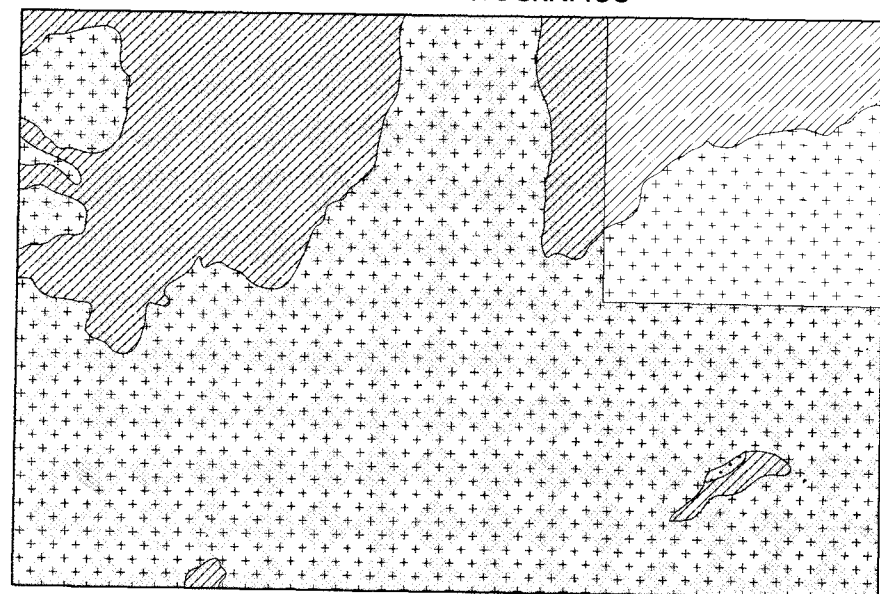
A menudo muestran signos de migmatización que ha dado lugar a una intensa recrystalización e incluso desestructuración, a veces casi total, de la roca original, lo que imposibilita una descripción exacta de ésta.

En general, son rocas graníticas, a menudo porfídicas, con megacristales de feldespato en proporciones variables y en algunos casos de cuarzo.

Se han distinguido en la cartografía cuatro tipos de ortoneises: ortoneises glandulares mesócratos y melanocráticos, ortoneises heterogéneos de tipo Cerceda, ortoneises glandulares graníticos y leuconeises.

En el área de la Mujer Muerta se han encontrado «intercalados» en los ortoneises glandulares, tanto graníticos como mesócratos, filones no cartografiados, de espesor decimétrico, de anfibolitas de origen ígneo.

ESQUEMA CARTOGRAFICO



Area que abarca aproximadamente los materiales ígneos y metamórficos cartografiados por el Dpto. de Petrología y Geoquímica de la U.C.M.

Area cartografiada por EGEO, S.A.-GEOPRIN, S.A.

Figura 3.

2.1.1. Ortoneises glandulares mesócratos y melanocráticos (16)

Son rocas con una proporción de glándulas feldespáticas variable, desde dispersas a abundantes, con tamaños entre 2 y 6 cm, aunque pueden llegar a superar los 10 cm de longitud máxima. En algunas facies se puede establecer una clara bimodalidad. Los megacrismas de feldespato muestran con relativa frecuencia textura *rapakiwi*. Se han observado variedades con megacrismas de cuarzo redondeados de un centímetro, o incluso algo más, o como lentes (cuarzos «acintados»).

La mesostasia es finamente bandeada y es más rica en biotita que los otros tipos de ortoneises, lo que le da una tonalidad más oscura a la roca.

Muestran siempre una foliación, cuyo desarrollo es muy variable, llegando a veces a ser de carácter milonítico. Es frecuente observar una orientación mineral marcada que suele corresponder con la lineación de estiramiento principal en relación con los primeros estadios de la deformación herciniana.

Están constituidos por cuarzo, biotita, plagioclasa y sillimanita, principalmente, pudiéndose encontrar también feldespato potásico, cordierita, granate, distena y andalucita.

Los contactos con los metasedimentos colindantes son netos y a menudo subhorizontales, encontrándose a veces enclaves metasedimentarios dentro de ellos.

2.1.2. Ortoneises heterogéneos de tipo Cerceda (19)

Sólo se han observado en un pequeño macizo metamórfico, al S de la localidad de Cerceda, donde están asociados a ortoneises glandulares mesócratos.

Estas rocas presentan un aspecto granitoide de grano medio con fenocrismas dispersos de feldespato hasta de un centímetro de longitud. Son de tonos oscuros y presentan una fábrica plano-linear muy marcada, que hacia el E es de carácter milonítico.

Muestran abundantes enclaves de distinta naturaleza, tanto de neises glandulares mesócratos, a los que parecen pasar gradualmente, como de cuarzo, pegmatíticos y metasedimentarios (cuarcitas, rocas de silicatos cálcicos y metapelíticos).

Están constituidos por cuarzo, plagioclasa, biotita abundante y sillimanita, principalmente, y en menor proporción, feldespato potásico, andalucita, distena, cordierita retrogradada, minerales de bajo grado y granate.

2.1.3. Ortoneises glandulares graníticos (17)

Este tipo de ortoneises son las rocas metamórficas más abundantes en la Hoja, apareciendo tanto en el afloramiento de la Mujer Muerta como en el de la Cuerda Larga. Suelen estar asociados a leucones, con los que a menudo presentan un contacto neto, mientras que en ocasiones el contacto es gradual.

Son rocas, en general, más cuarzofeldespáticas, de carácter más leucocrático con abundan-

tes megacrístales feldespáticos y moderada cantidad de biotita. Los megacrístales oscilan en tamaño entre uno y cuatro centímetros y en su mayoría son de feldespato potásico.

La mesostasia está constituida por un agregado granoblástico de cuarzo, feldespato potásico en general con macla de Carlsbad y plagioclasa, principalmente, junto con biotita y sillimanita. En casos excepcionales se ha encontrado granate.

Con frecuencia se presentan migmatizados con desarrollo de estructuras nebulíticas, llegando a transformarse la roca en un granitoide inhomogéneo cargado de material restítico, que sería posterior a la D₃ hercínica.

2.1.4. Leucones (18)

Son rocas cuarzo-feldespáticas de coloración muy clara y grano fino a medio, muy frecuentes en el área de la Mujer Muerta. Presentan abundante fibrolita y muestran una foliación bien definida, así como un bandeo composicional, compuesto por bandas cuarzofeldespáticas y bandas más ricas en biotita, alternantes.

En general son rocas glandulares, pero con cierta frecuencia se encuentran facies locales (puerto de Pasapán, entre otros lugares) con glándulas entre 1 y 3 cm, siendo el tránsito a los ortoneises glandulares graníticos rápido, pero gradual, con una pérdida progresiva de las glándulas, así como una disminución de la biotita hacia el leuconeis.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y en menor proporción biotita y sillimanita fibrolítica. Son frecuentes los granates visibles a simple vista.

En el extremo NO de la Hoja, en el área del Puerto de Pasapán-El Carmocho, se ha encontrado andalucita y algo de cordierita, ambos postcinemáticos, probablemente en relación con el metamorfismo de contacto de los granitos de la Peña del Hombre.

2.1.5. Ortoanfíbolitas

Son rocas de grano fino de color oscuro con estructura foliada planolinar, afectadas por pliegues agudos sin-esquistos (sin D₂).

Están constituidas por anfíbol, plagioclasa, biotita y cuarzo, principalmente, con abundantes opacos. Presenta como minerales accesorios apatito, circón y allanita esporádica.

2.2. ROCAS METAMÓRFICAS PARADERIVADAS (AFLORAMIENTOS DE QUINTANAR Y DE CUERDA LARGA)

Los metasedimentos constituyen una parte mínima en extensión dentro de las formaciones metamórficas de la Hoja. Se han encontrado sólo en los afloramientos de Quintanar (Cerro de La Mujer Muerta) y de la Cuerda Larga. En ambos casos forman cuerpos lenticulares intercalados entre los distintos cuerpos de ortoneises.

Los materiales sedimentarios originales han sufrido una intensa transformación debido a los efectos de la deformación y metamorfismo hercínicos.

Se trata de rocas de origen pelítico o pelítico-arenoso fundamentalmente en las que se intercalan con relativa frecuencia capas de cuarcitas y areniscas, por lo general poco potentes. También se encuentran a menudo niveles o cuerpos lenticulares de rocas de silicatos cálcicos.

2.2.1. Paraneises (20)

Son rocas oscuras, ricas en biotita, que presentan una foliación muy bien definida por la orientación planar de la biotita, así como por la existencia en ocasiones de un microbandeado, constituido por una alternancia de banditas cuarzo-feldespáticas de tonos claros y forma lenticular y banditas más finas de tonos oscuros compuestas por biotita y sillimanita principalmente. Se han observado paraneises de grano fino (afloramiento de la Cuerda Larga) y de grano medio-grueso.

Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, biotita, plagioclasa y sillimanita, principalmente, siendo frecuentes la cordierita y el granate, y escaso el feldespato potásico, salvo en los paraneises de grano fino del afloramiento de la Cuerda Larga.

2.2.2. Metasamitas (20)

Se presentan como intercalaciones de espesores centimétricos a decimétricos en los paraneises.

Muestran tonos grises y están constituidas con agregados granoblásticos o granolepidoblásticos de cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita y algo de cordierita.

2.2.3. Rocas de silicatos cálcicos (20)

Se encuentran como intercalaciones lenticulares de pequeña extensión entre los paraneises oscuros de grano fino de la Cuerda Larga. En el área de la Mujer Muerta no se han llegado a observar *in situ*, aunque se han visto cantos sueltos de las mismas.

Son rocas de tonos verde pálido a oscuros, constituidas por clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa, principalmente, con una distribución en la roca que da lugar a un bandeo de milimétrico a centimétrico. En ocasiones presentan feldespato potásico como mineral principal junto a los anteriores. Muestran texturas granoblásticas.

2.3. DEPOSITOS CRETACICOS

2.3.1. Margas, dolomías y areniscas (21, 22)

Los materiales de edad cretácica que se encuentran en la presente Hoja se localizan al SE de la misma, entre el Embalse de Santillana y el pueblo de Cerceda. Ocupando una estrecha franja de terreno, que tiene una anchura aproximada de 90 m, una longitud de 1,5 km y una dirección aproximada NE-SO.

Estos depósitos se encuentran pinzados, entre materiales de naturaleza ígnea, siendo el carácter del contacto claramente tectónico.

La presencia de fallas inversas que afectan a los depósitos cretácicos ocasiona que el espesor aparente (90 m) no sea superior a los 60 m reales.

La serie está constituida por dos tramos diferenciados en el campo. El tramo basal lo forman materiales margosos que tienen intercalados niveles de arenisca, cementados por dolomita, siendo su espesor visible de unos 20 metros.

El tramo superior, que tiene un mayor carácter carbonático, está formado por dolomías y margas que presentan, a veces, estratificación cruzada planar y donde se observan moldes de moluscos. Hacia techo este tramo aumenta su contenido en terrígenos, apareciendo cuerpos de arenisca cementados por dolomita. El espesor visible es de unos 25 metros.

El medio sedimentario es difícil de precisar dadas las escasas estructuras y texturas sedimentarias observadas en ellos, si bien se puede suponer que correspondan a depósitos marinos, de ambiente no excesivamente energético y poco profundo, posiblemente es un medio costero.

Posteriormente a la dolomitización se produjeron diferentes procesos de origen vadoso y/o freático que dieron lugar a microcarstificaciones, dedolomitizaciones y disolución parcial de los granos de cuarzo.

La edad de esta pequeña serie es difícil de determinar debido tanto a la ausencia de fauna característica en la misma, como a la presencia de la intensa dolomitización que la ha afectado. Sin embargo, se la puede atribuir, atendiendo a criterios regionales de carácter sedimentario y petrológico, una edad Cretácico superior (Senoniense), sin poder alcanzarse una precisión mayor.

2.4. PLIOCENO SUPERIOR

La probabilidad de que el Neógeno superior esté representado en la Hoja se limita a los conos antiguos que se ubican en su esquina NO.

2.4.1. Cantos y bloques con limos arenosos amarillentos (23)

Son sedimentos de poco espesor, no más de 5 m, que están constituidos por clastos angulosos y bloques procedentes del entorno montañoso circundante. Se presentan con una marcada heterometría y una abundante matriz arenolimsa de color ocre amarillento característico.

Su atribución al Plioceno Superior se realiza por correlación morfológica y litoestratigráfica con otros depósitos similares de zonas próximas. En este sentido las alteritas asociadas y/o heredadas en su seno son fácilmente indetectables en otros lugares de la Cuenca del Duero, donde están cronoestratigráficamente bien situadas.

La correlación de estos abanicos con los conos antiguos que aparecen en la vertiente meridional señalados más adelante como cuaternarios es problemática y desde luego no descartable.

2.5. CUATERNARIO

En este capítulo se incluyen la mayoría de las formaciones superficiales de la Hoja relacionadas con la morfogénesis de disección que la afecta en etapas recientes. Se definen terrazas fluviales, conos, coluviones, glaciares de vertientes, navas, depósitos de soliflucción, aluviales y materiales antrópicos. Especial importancia adquieren también, a pesar de su escaso desarrollo, los sedimentos morrénicos.

Unos y otros se sistematizan convencionalmente según su funcionalidad en pleistocenos y holocenos.

2.5.1. Pleistoceno

2.5.1.1. Limos, arenas y turberas (Fondos de Navas) (29)

Se trata de depósitos mixtos y de granulometría fina que se ubican en zonas deprimidas y mal drenadas, donde se originan hidromorfias, decantaciones y edafizaciones que implican a depósitos de carácter fluvial, coluvionar o eluvionar.

Suelen ocupar alveolos de erosión diferencial en zonas montañosas graníticas, en cuya zona se acumulan aluviones, restos de alteritas del propio granito y circunstancialmente también turberas.

En la actualidad son funcionales, pero como otros depósitos, su origen se remonta a épocas pleistocenas más frías.

2.5.1.2. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (Glaciares de vertiente) (28)

Generalmente son formaciones superficiales de escaso espesor cuya representación cartográfica no es siempre conveniente. Son depósitos de carácter mixto, gravitacional o arroya-

da, que articulan las vertientes montañosas con los piedemontes o los fondos de los valles, o las terrazas bajas.

Los materiales son de granulometría fina (limo, arena) y ocasionalmente grava y cantos dispersos. Presentan mucha matriz, que en gran parte de los casos son removilizaciones edáficas o de alteritas que afectan al zócalo.

El hecho de que tengan frecuentes disecciones indica su mínima funcionalidad actual. Su génesis está ligada a la definición de la red fluvial.

En realidad, muchos de los depósitos que tapizan las zonas más bajas de las vertientes son producto de la gravedad regulada, de la arroyada y de la soliflucción, siendo difíciles de situar cronológicamente en el cuaternario (pleistoceno y/o holoceno antiguo).

2.5.1.3. *Cantos, bloques y arenas (Coluviones)* (27)

La mayoría de los coluviones adquieren un importante desarrollo en este área más montañosa de la Hoja, donde proliferan los canchales o pedrizas. Estos son debidos a procesos gravitacionales derivados del mioclastismo. Se han cartografiado, utilizando criterios geomorfológicos, fundamentalmente aquellos que se sitúan en las cuencas de recepción torrencial.

Aunque tiene su máximo desarrollo en períodos subactuales, se piensa que están asociados a etapas netamente glaciares. En la actualidad presentan una cierta movilidad.

Son materiales generalmente sueltos sin matriz y de escaso espesor (3 a 4 m). En ciertos afloramientos estas pedrizas se asocian a otros depósitos coluvionares con matriz arcillosa de color ocre amarillento que suele conectar morfológicamente con los abanicos aluviales finineógenos (Raña).

2.5.1.4. *Cantos, bloques y arenas (Conos de deyección)* (26)

Son relativamente frecuentes los conos o abanicos antiguos relictos, pues están cortados por los barrancos actuales. Los más desarrollados, cuya longitud oscila entre 1 y 4 km de longitud, son el de Manzanares, a la salida del mismo río; Mataelpino, Becerril, Los Molinos y Navacerrada. En alguno de ellos se puede observar más de una generación. Son menos frecuentes y bastante más pequeños los conos con funcionalidad actual.

Son materiales donde predominan los elementos gruesos bastante sueltos, de escasa variabilidad litológica, que obviamente dependen de su ubicación y del área madre.

2.5.1.5. *Cantos, arenas y limos (Terrazas)* (25)

Casi todos los cursos fluviales de la Hoja presentan un sistema de terrazas asociado, en el que sólo están representados niveles recientes, en concreto, su terraza más baja (Río

Guadarrama). Derivan de los conos aluviales de la raña, a través de replanos constituidos por glaciares, ocasionalmente con depósito en los que el carácter fluvial no es único. Cuando la raña está ausente, circunstancia más frecuente, falta el nivel de referencia y, por tanto, la posición cronoestratigráfica es difícil de determinar.

Son sedimentos de escaso espesor (menor de 2 m), constituidos por material grueso granítico poco seleccionado y escasamente rodado, con abundante matriz arenosa, y sobre los que se superponen rasgos edáficos poco desarrollados.

2.5.1.6. *Bloques, cantos y arenas (Morrenas)* (24)

Los depósitos morrénicos son escasos y bien localizados, pues el glaciario queda restringido a las zonas más altas, cercanas a los 2.000 m, preferentemente en las vertientes meridionales. Se trata de glaciares de circo que han conservado las morrenas terminales situadas entre los 1.780 y los 1.900 m.

A excepción del de Cerradillos, en ninguno se definen más de un complejo morrénico. Precisamente por esa presencia de dos áreas morrénicas se imaginó la existencia de dos fases, Riss, la más externa, y Würm el más interno. Sin embargo, mediante relaciones con otros depósitos se ha determinado que ambos complejos pertenecen al Würm, aunque sin desestimar totalmente el Riss.

2.5.2. **Holoceno**

2.5.2.1. *Materiales antrópicos* (32)

Se recogen aquí todas aquellas acumulaciones de materiales cartográficamente representables que son consecuencia directa de la actividad humana, es decir, escombreras y terraplenes en obras públicas fundamentalmente.

2.5.2.2. *Arenas, limos, gravas, cantos y bloques (Aluviales, fondos de valles)* (31)

Los elementos más gruesos de los aluvionamientos de los cursos fluviales de la Hoja presentan un aspecto litológico constituido esencialmente por cuarzo y granito. Por lo general, son depósitos arenosos, arcósicos, de espesores no superiores a los dos metros, que presentan abundante materia orgánica. Los torrentes ubicados en las zonas más montañosas presentan aluviones litológicamente contrastados con el resto con granulometría y heterometría muy acusadas.

2.5.2.3. *Limos y arenas con cantos y bloques (Depósitos de soliflucción)* (30)

Los fenómenos de soliflucción, bastante frecuentes en las laderas, constituyen formas específicas de periglaciario. En abundantes ocasiones llegan a constituir depósitos cartogra-

fiabiles, generalmente ubicados en las zonas terminales de muchas de las cuencas de recepción de los canchales, o en la zona media de las vertientes.

Aunque la mayoría de estos fenómenos fueron importantes en el período glaciario. Estos son también perfectamente asociables a las condiciones actuales.

3. PETROLOGIA

3.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

3.1.1. Rocas metamórficas

3.1.1.1. Metasedimentos

Los metasedimentos constituyen una parte mínima en extensión dentro de las formaciones metamórficas de la Hoja. Se han encontrado sólo en el dominio de la Mujer Muerta y de la Cuerda Larga. En ambos casos forman cuerpos lenticulares intercalados entre los distintos tipos de ortoneises.

Estos metasedimentos son mayoritariamente paraneises con intercalaciones locales de metasamitas y pequeños lentejones de rocas de silicatos cálcicos.

Paraneises

Se pueden distinguir dos tipos de paraneises, según su grado de cristalinidad: grano fino y grano medio-grueso. Las relaciones entre ambos no están por el momento bien establecidas.

Son rocas oscuras ricas en biotita y con una foliación S_2 bien definida, marcada por la orientación planar de la biotita y por la existencia, a veces, de un microbandeado consistente en una alternancia de capas lenticulares claras cuarzo-feldespáticas y láminas félicas ricas en biotita-sillimanita.

La composición mineralógica progredida la integran siempre cuarzo, biotita, plagioclasa y sillimanita, siendo frecuente la cordierita y el granate, y escaso el feldespato potásico. Los accesorios comunes son apatito, circón, turmalina y opacos.

Es de destacar en estas rocas la escasez del feldespato potásico como producto del metamorfismo regional progresivo. Los únicos casos encontrados corresponden a paraneises de grano fino del dominio de la Cuerda Larga. El feldespato potásico es más corriente como mineral tardío en rellenos hidrotermales de baja temperatura (adularia) de fisuras, con cuarzo acompañante.

La plagioclasa es normalmente oligoclasa básica (An_{20-30}), aunque en algún paraneis, correspondiente probablemente a un protolito más cálcico, se han encontrado andesina (An_{40-45}). Los cristales son texturalmente desde alotrioblásticos a subidioblásticos y son frecuentes

las inclusiones de sillimanita y a veces biotita, que indican su origen metamórfico. El zonado es débil o inexistente. En los paraneises bandeados, la plagioclasa se concentra en las lentillas claras junto con el cuarzo, con textura granoblástica.

La sillimanita fibrolítica es muy corriente. Crece sincinemáticamente sobre la foliación, asociada a la biotita y cordierita en haces que dan una lineación mineral; también se presenta como inclusiones aciculares en el cuarzo y la plagioclasa.

La cordierita es un mineral corriente como nódulos elipsoidales sobre la foliación, alargados, dando una lineación mineral y confiriendo a la roca un aspecto «mosqueado», sobre todo en los paraneises de grano fino. Crece en las láminas ricas en biotita y contiene inclusiones de ésta y de sillimanita. La cordierita es probablemente sincinemática.

El granate se encuentra con carácter más ocasional en forma de granos relictos prefoliación (S_2) y sustituidos en mayor o menor grado por un agregado decusado de biotita o por una asociación de sillimanita y cordierita (en los paraneises finos).

Los procesos de alteración retrógrada son muy intensos en estas rocas. El más destacable es la moscovitización, bien mimética con la foliación o como placas cruzadas (*cross-micas*) a expensas principalmente de la sillimanita y de la biotita. A más baja temperatura tiene lugar la cloritización de la biotita y la sustitución de la cordierita por agregados de moscovita-sericita-biotita verde (*pinnita*), y la sericitización de la plagioclasa. Con carácter tardío se observan rellenos hidrotermales de fisuras por adularia y cuarzo principalmente.

La andalucita es un mineral accidental. En alguna muestra del dominio de la Mujer Muerta, se presenta como cristales con texturas helicíticas sobre la foliación, probablemente resultado del metamorfismo de contacto inducido por el granito de la Peña del Hombre. En el dominio de la Cuerda Larga la andalucita muestra texturas más complejas y podría estar ligada al metamorfismo regional progresivo.

Metasamitas

Constituyen intercalaciones de espesores centimétricos a decimétricos y se han encontrado asociadas principalmente a los paraneises de cristalinidad media-alta. Son de color gris y consisten en agregados granoblásticos o grano-lepidoblásticos de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), biotita, sillimanita y algo de cordierita. Los accesorios son apatito, circón y opacos. Muestran, al igual que los paraneises, una fuerte alteración retrógrada, consistente en moscovitización, principalmente de la sillimanita, cloritización de la biotita, reemplazamientos totales de cordierita por sericita más cloritas y sericitización de la plagioclasa.

Rocas de silicatos cálcicos

Estas rocas, de tonalidad en general verde pálida y ocasionalmente oscuras, no llegan a encontrarse *in situ* en el dominio de la Mujer Muerta, aunque se ven cantos sueltos esporádicos. En el dominio de la Cuerda Larga se han encontrado intercalaciones en forma de cuerpos lenticulares de reducida extensión entre los paraneises oscuros de grano fino.

Los minerales principales que integran la paragénesis prógrada de estas rocas son: clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa, que se distribuyen en proporciones variables, dando bandeados de espesor milimétrico a centimétrico, que son característicos en estas rocas. Como accesorios se encuentra: feldespato potásico (a veces puede ser mineral esencial), esfena, opacos, apatito y circón. Son corrientes las alteraciones retrógradas a sericita, clorita y clinozoisita.

Son rocas con texturas granoblásticas, cuyo bandeo constituye una fábrica planar de origen heredado sedimentario (So) y, a veces, de origen tectónico-metamórfico.

En el Collado de Valdemartín se han citado rocas de silicatos cálcicos complejas (TORNOS y CASQUET, 1986) formadas por un agregado de cuarzo y granate andradítico con abundante casiterita y un anfíbol de composición gedrítica y magnésítica.

3.1.1.2. Rocas ígneas pre-hercínicas

Ortoneises glandulares mesócratos y melanocráticos

Estas rocas están presentes en los cuatro dominios metamórficos de la Hoja. Se distinguen de los ortonaises glandulares graníticos por poseer una mesostasia más rica en biotita, lo que les da una tonalidad más oscura. Son rocas también glandulares, aunque con una proporción de glándulas feldespáticas variable de unos puntos a otros, desde dispersas a abundantes, con tamaños entre 2-6 cm, e implantadas en una mesostasia finamente bandeada. Una de las variedades observadas contiene además cristales grandes glandulares de cuarzo.

Estructuralmente son rocas con fábricas plano-lineares. Presentan una foliación bien definida, debida a la orientación de la biotita y el bandeo metamórfico (S_1), sobre el que se observa una lineación de intensidad variable debida al estiramiento de las glándulas y a la orientación de los haces fibrolíticos (L_1). En proximidad a las fallas dúctiles, el bandeo va siendo transpuesto por una nueva foliación (S_2), pasando el material cuarzo-feldespático y las glándulas a adquirir texturas propias de metamorfismo dinámico: texturas acintadas, porfiroclásticas *augen*, sombras de presión, etc. La elevada tasa de recristalización dinámica que acompaña a la deformación en estas bandas provoca una alta cristalinidad (neises miloníticos), lo que, junto con su tonalidad oscura, puede en algunos casos motivar confusiones con los paraneises.

La composición mineralógica de estas rocas producto del metamorfismo progrado consiste en cuarzo, biotita, plagioclasa (An_{25-30}) y sillimanita, pudiéndose encontrar también feldespato potásico, cordierita, granate, distena y andalucita. Los minerales accesorios son: circón, apatito, opacos y, a veces, turmalina.

En la mayor parte de los casos se trata de neises plagioclásicos sin feldespato potásico. La plagioclasa forma las glándulas que son generalmente monocristalinas. El bandeo se debe a las alternancias de capas leucocráticas de cuarzo y plagioclasa granoblásticas, con láminas más félicas formadas por biotita, sillimanita y cordierita. Las glándulas son ovoides (*augen*) rodeadas por la foliación: tienen frecuentes texturas de deformación, tales como

grietas de tensión rellenas por cuarzo y biotita. Incluyen generalmente fibras de sillimanita orientadas y sin control cristalográfico evidente por parte de la plagioclasa huésped. Definen una Si recta o ligeramente sigmoide oblicua a la Se.

En la variedad de neises mesócratos con feldespato potásico (Macizo de Cerceda y Dominio de la Cuerda Larga), este mineral forma glándulas y es muy escaso o completamente ausente en la mesostasia biotítico-plagioclásica. Las glándulas de feldespato potásico suelen consistir en dos cristales con macla de Carlsbad y poseen inclusiones probablemente de origen ígneo (plagioclasa, cuarzo, biotita); están rodeadas por coronas policristalinas mirmequíticas.

El granate se ha encontrado en algunos casos. Está variablemente pseudomorfizado a biotita (primero marrón y luego verde) y es claramente anterior al desarrollo de la segunda foliación. Asimismo, la distena sólo se ha encontrado en el Macizo de Cerceda, como pequeños cristales precinemáticos. En estas mismas rocas se ha encontrado andalucita, que probablemente, por semejanza con lo que se observa en los ortonaises de tipo Cerceda, procede de la destrucción de la propia distena. La andalucita muestra intensa deformación interna (mosaicos polygonizados y extinción ondulante), así como envolvimientos por parte de la segunda foliación visible que parece ligada, al igual que en el resto de la Hoja, a bandas de cizalla dúctil.

La sillimanita y la cordierita, abundantes en estos neises, parecen en buena parte sincinemáticas con la segunda deformación. Crecen sobre ella en las láminas félicas, con una marcada orientación dimensional, coincidentes con la lineación de estiramiento.

La alteración retrógrada en grado bajo-medio es muy intensa en estas rocas, al igual que en los paraneises, y es más acusada en las bandas de cizalla, donde S_2 es dominante. Se observa una importante moscovitización en parte como cristales cruzados (*cross-micas*) y en parte mimética sobre la Se, a expensas, sobre todo, de la sillimanita y también de la biotita, feldespato potásico y plagioclasa. La moscovitización se continúa en bajo grado con sericitización. La cordierita está siempre transformada a agregados nodulosos de biotita verde, moscovita y sericita (Pinnita). Asimismo, es corriente la alteración de la biotita a clorita, con formación complementaria de esfena o leucoxeno.

Los neises glandulares mesócratos y melanocráticos son equivalentes a los neises glandulares subplagioclásicos y neises con fenocristales de cuarzo distinguidos por VILLASECA (1983).

Composicionalmente son rocas de quimismo granodiorítico-adamellítico ($SiO_2 = 65-70\%$) en las que cabe destacar un contenido de K_2O , relativamente elevado (3,5 a 6%) y bajo de CaO (0,9-1,8%).

El significado de estas rocas es discutible. Aunque parece claro que se trata de rocas ortoderivadas como indica la carga de cristales proterógenos, y la presencia local de enclaves metasedimentarios, subsiste la duda sobre su procedencia volcánica o plutónica.

Ortoneises glandulares graníticos

Son las rocas metamórficas más abundantes de la Hoja. Se localizan en los dominios de la Mujer Muerta y de la Cuerda Larga, y suelen asociarse a leuconesises, a los que pasan generalmente mediante contactos netos y en ocasiones graduales.

Dentro de este grupo se incluyen un conjunto de rocas con el denominador común de contener megacristales feldespáticos (glándulas) abundantes y moderada cantidad de biotita. Son rocas más cuarzo-feldespáticas (leucocráticas) y, por lo tanto, más sálicas que los neises glandulares mesócratos del apartado anterior.

Las glándulas son siempre feldespáticas y su tamaño variable dentro de una misma roca (por lo general, entre 1-4 cm, aunque se pueden encontrar, a veces, glándulas más grandes). Su forma varía desde idiomorfa (en las glándulas más grandes) a ovoide (textura *augen*) en las más pequeñas y en las rocas más deformadas.

Estructuralmente suelen ser rocas con fábricas plano-lineares con una foliación dominante que envuelve a las glándulas. Esta foliación consiste en una alternancia de capas de espesor variable (milimétricas en centimétricas) cuarzo-feldespáticas y láminas finas ricas en biotita y sillimanita. La lineación se manifiesta por el estiramiento de las glándulas, la orientación nematoblástica de los haces fibrolíticos y los cuellos de los «microboudines» en las bandas cuarzo-feldespáticas. Corrientemente se observa una sola foliación (S_2), a la que se superpone un plegamiento de intensidad variable de unos puntos a otros. Los pliegues de tamaño centimétrico a decimétrico pueden ir acompañados del desarrollo de una nueva foliación (S_3) que transpone a la primera y desarrolla un bandeo propio.

Composicionalmente son rocas sencillas. La asociación mineral prograde consiste en cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita, con circón, apatito y, a veces, turmalina, xenotima y monacita accesorios. En algún caso excepcional se ha encontrado granate.

El feldespato potásico es, en la mayoría de los casos, el componente de las glándulas y también se encuentra en la mesostasia, formando un agregado granoblástico junto al cuarzo y la plagioclasa en las capas claras. Las glándulas consisten, por lo general, en dos individuos con macla Carlsbad. Son ortosas más o menos microclinizadas (TORNOS y CASQUET, 1982; VILLASECA, 1983 c) y suelen mostrar texturas de deformación: extinción ondulante, fracturas, granulación con recristalización en las colas de presión, etc. Muestran, por lo general, coronas de reemplazamiento formadas por pequeños cristallitos de plagioclasa ácida con gotas de cuarzo (mirmequitas) y reemplazamientos de la misma naturaleza a favor de fisuras. Contiene inclusiones relictas de cuarzo, biotita y plagioclasa procedentes de la etapa ígnea. A veces, se observa glándulas pequeñas policristalinas procedentes de la deformación y recristalización de glándulas monocristalinas. El feldespato potásico de la mesostasia es, por lo general, microclina.

La plagioclasa se encuentra normalmente como componente de la mesostasia. Contiene inclusiones de cuarzo en gotas y sillimanita y tiene zonado débil, normal o inexistente. A veces se encuentra también como megacristales pequeños (1 cm). La composición de la plagioclasa varía entre An_{20-30} (oligoclasa básica), siendo la composición más corriente An_{28} (VILLASECA, 1983).

La sillimanita se asocia normalmente a biotita en formas de haces fibrolíticos, aunque también se encuentra como inclusiones de la plagioclasa.

El granate se presenta excepcionalmente como granos de contornos irregulares, englobados en las láminas biotítico-sillimaníticas de la foliación y ocasionalmente como granos subredondeados incluidos en plagioclasa.

Las transformaciones retrógradas son más o menos intensas. Destaca una moscovitización a favor principalmente de la sillimanita, pero que también afecta al feldespato potásico a lo largo de fisuras, a la plagioclasa y a los bordes de los cristales de biotita, en este caso con liberación de opacos. A más baja temperatura se desarrolla sericitación y cloritización variables a expensas de la plagioclasa y de la biotita, respectivamente.

El estudio textural confirma que las glándulas de feldespato son anteriores a la primera foliación visible, al igual que el granate. Durante el desarrollo de la primera foliación, estas rocas experimentan un metamorfismo dentro del campo de la sillimanita. Estas condiciones persisten durante la etapa de plegamiento y generación de la segunda foliación, pues los pliegues muestran charnelas polygonizadas y fuerte recristalización del cuarzo. Asimismo, se observa una reorientación de la biotita y de los haces fibrolíticos a favor de S_2 .

La ausencia de moscovita primaria ha sido corrientemente interpretada como prueba de la existencia de condiciones migmatíticas (grado alto) durante el desarrollo de las estructuras bandeadas (neises bandeados migmatíticos o estromatíticos).

Estos neises presentan además con cierta frecuencia estructura nebulítica, caracterizada por la difuminación progresiva de la foliación y la transformación de la roca en una masa granitoide cargada de material restítico. Estas estructuras se interpretan como resultado de la movilización de la roca por efecto de la migmatización continuada en condiciones postcinemáticas. CAPOTE *et al.* (1981) describen estas estructuras en otros puntos del Guadarrama cortando pliegues de la F3 retrovergente.

Asimismo, es frecuente en estos neises glandulares la existencia de estructuras migmatíticas de tipo crocidita. Estas fueron descritas por vez primera por WAARD (1951), en la región de Miraflores de la Sierra, y consisten en la presencia de movilizados granitoides del neis con nódulos restíticos estictolíticos, localizados en el plano de pequeñas bandas de cizalla dúctil de dirección aproximada E-O posteriores a la F3 (CAPOTE *et al.* 1981).

Localmente, en torno de los macizos graníticos de la Peña del Hombre, se han encontrado andalucita y cordierita. La primera forma, idioblastos postcinemáticos variablemente moscovitizados. La segunda se presenta como nódulos sobre las láminas biotítico-sillimaníticas, y está alterada a agregados de biotita verde-moscovita-sericita. Lógicamente estos minerales son el resultado de un metamorfismo de contacto superpuesto al regional y posterior al desarrollo de las estructuras penetrativas en los neises.

Estos ortonaises glandulares son interpretados actualmente como rocas procedentes de la deformación y metamorfismo de granitos-adamellitas porfídicos, de edad Ordovícico Inferior para algunos autores (VIALETTE *et al.*, 1986, y 1987 en prensa), y de edades Cámbrico inferior-Precámbrico superior (540 a 620 m. a.) para otros (BISCHOFF *et al.*, 1986; ALLEGRET & IGLESIAS, 1986; ALLEGRET, 1983; LANCELOT *et al.*, 1985; LEVEQUE, 1984, y LEVEQUE & LANCELOT, 1985).

Los leucones forman, junto con los ortoneises glandulares graníticos, las rocas metamórficas más abundantes de la Hoja. Se encuentran bien desarrollados dentro del dominio de la Mujer Muerta.

Son rocas cuarzo-feldespáticas de coloración muy clara y grano fino a medio con abundante fibrolita. Muestran una foliación casi siempre bien definida, debido a un bandeo composicional de espesor milimétrico a submilimétrico, formado por capas cuarzo-feldespáticas y láminas alternantes más ricas en biotita. En estas rocas es, no obstante, muy patente la superposición de dos foliaciones. La segunda (S_2) es más o menos penetrativa, acentuándose dicha penetratividad hacia la banda de cizalla de Tirobarra-Montesinos, donde la primera foliación resulta completamente obliterada. Hacia el NO el espaciado de los planos S_2 se hace mayor (hasta varios centímetros), conservándose la S_1 microplegada entre planos consecutivos.

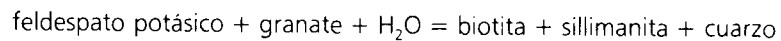
Aunque los leucones son, por lo general, rocas no glandulares, se pueden encontrar con cierta frecuencia facies locales (por ejemplo, junto al Puerto del Pasapán) con glándulas grandes (aproximadamente un centímetro) de feldespato y más raramente tipos con glándulas grandes (1-3 cm). El tránsito a los ortoneises glandulares graníticos es con frecuencia rápido, aunque a veces parece ser gradual, con pérdida progresiva de las glándulas y disminución de la proporción de biotita hacia el leuconeis.

Mineralógicamente estas rocas están formadas principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa muy ácida, con biotita más escasa y sillimanita fibrolítica frecuente, como minerales progradados. Son corrientes también los granates visibles a simple vista. Los accesorios son apatito, circón y menos frecuentemente turmalina.

El feldespato potásico es microclina en la mesostasia y ortosa poco perítica, variablemente microclinizada en las glándulas. La plagioclasa es generalmente una oligoclasa ácida (An_{10-15}), aunque, a veces, es abita (An_5) con restos de plagioclasa más básica (An_{15}).

El granate se presenta, por lo general, como cristales limpios variablemente reemplazados por otros minerales. Se pueden distinguir dos tipos de transformaciones a temperaturas progresivamente menores: 1) Reemplazamientos desde los bordes hacia el interior por biotita, sillimanita y cuarzo, y 2) Reemplazamientos en fisuras, principalmente por biotita verde y cuarzo.

La primera transformación es indicativa de una reacción de hidratación del tipo:



En la segunda la biotita que se forma es rica en Al_2O_3 y Fe y pobre en Mg (TORNOS y CASQUET, 1982). Esto explicaría la ausencia de sillimanita como subproducto de la transformación.

El granate es probablemente anterior a la primera foliación visible siendo la primera de las transformaciones descritas, sincrónica en buena parte con el desarrollo de S_1 y S_2 .

En estas rocas, el cuarzo y los feldespatos tienden a concentrarse en capas granoblásticas que alternan con láminas más ricas en biotita y sillimanita. La transposición de la primera foliación por la segunda conlleva una reducción del tamaño de grano, acompañada de

recristalización dinámica del cuarzo y reorientación en los nuevos planos de la biotita y sillimanita, a la vez que se genera un nuevo bandeo con texturas más miloníticas. Este efecto se acentúa hacia la banda de cizalla de Tirobarra-Montesinos.

Junto a las transformaciones retrógradas del granate, destaca en estas rocas una intensa moscovitización, principalmente a expensas de sillimanita y en menor proporción de feldespatos y de la biotita, que es bastante mimética con los planos de S_2 , aunque en parte también oblicua a los mismos. Las moscovitas suelen mostrar cierta deformación en forma de doblamientos y *kinkados*. Finalmente, la biotita suele mostrar un grado de cloritización variable, proceso posterior a la moscovitización principal.

En el extremo noroeste de la Hoja, en la zona del Puerto del Pasapán-El Camorcho, y por lo tanto, en proximidad de los granitos de la Peña del Hombre, se ha encontrado andalucita y algo de cordierita, minerales postcinemáticos debidos probablemente al metamorfismo de contacto. Se forman a partir de los agregados de biotita-sillimanita del metamorfismo regional y normalmente están alterados a minerales retrógrados moscovita-sericita, en el caso de la andalucita, y pinnita en el de la cordierita.

La ausencia de moscovita primaria en estas rocas peraluminicas obliga a suponer, al igual que en los neises glandulares graníticos, que ésta ha sido consumida durante el metamorfismo progresivo para formar el componente feldespato potásico en condiciones de alto grado (zona del feldespato potásico-sillimanita) con desarrollo de un fundido aplogranítico. Es probable, pues, que el bandeo composicional de estas rocas se haya visto facilitado por la presencia de una fracción fundida (migmatitas de tipo bandeo).

Respecto a la edad, los leucones son al igual que los neises glandulares graníticos, prehercánicos. VIALETTE *et al.* (1987) han determinado radiométricamente una edad Ordovícica inferior para los leucones de Villar de Prádena, semejantes a los de la Hoja.

Ortoneises heterogéneos de tipo Cerceda

Sólo se han observado en el pequeño macizo metamórfico al Sur del pueblo de Cerceda, donde se asocian a neises glandulares de tipo mesócrato.

Son rocas de aspecto «granitoide» de grano medio, con cristales dispersos de hasta un centímetro de feldespato, más bien oscuras y con una fábrica plano-lineal resultante de la superposición de dos foliaciones S_1 y S_2 . La primera con una disposición bastante verticalizada, es transpuesta a gran ángulo por la segunda, muy tendida. La penetratividad de la S_2 a la escala de la lámina se acentúa hacia el Este, donde S_1 ha desaparecido por completo y la roca adquiere un aspecto milonítico. Hacia el Oeste, por el contrario, la S_2 se conserva microplegada acentuándose la lineación de intersección, entre ambas foliaciones. La foliación dominante (S_2), que presentan estos ortoneises se debe a la orientación de la biotita, concentrada en lentillas policristalinas, y del cuarzo, igualmente lenticular y policristalino (cuarzos *platten*).

Los ortoneises de Cerceda son rocas de aspecto mesoscópicamente heterogéneo con abundantes enclaves de distinta naturaleza. Primero de los propios neises glandulares mesócratos, con los que se asocian espacialmente y a los que parecen pasar, rápido pero gradual-

mente. Estos enclaves pueden variar desde métricos a glándulas aisladas dispersas en el granitoide. Por otro lado, se encuentran también enclaves de cuarzo, pegmatíticos y de metasedimentos (cuarcitas y rocas de silicatos cálcicos, con tamaños en general no superiores a 1 dm y metapelíticos, variablemente desintegrados).

La composición mineralógica de estos neises es compleja. Están formados por cuarzo, plagioclasa, biotita abundante y sillimanita como minerales más abundantes, así como, feldespato potásico (escaso o inexistente), andalucita, distena ocasional, cordierita totalmente reemplazada por minerales de bajo grado, y granate esporádico. Los accesorios son apatito, circón y minerales opacos.

La biotita y el cuarzo forman, como ya se ha dicho, lentillas policristalinas recrystalizadas, paralelas a S_2 . La plagioclasa (oligoclasa, An_{25} aprox.) no está zonada, y se encuentra como parte integrante de la mesostasia o como pequeñas glándulas (aproximadamente de un centímetro) de tendencia idiomorfa, rodeadas por la S_2 , con desarrollo de sombras de presión, y en las que son frecuentes las inclusiones orientadas de sillimanita fibrosa. Igualmente el feldespato potásico puede presentarse también como glándulas pequeñas pre- S_2 y es raro en la mesostasia.

La sillimanita fibrolítica se dispone mayoritariamente paralela a S_e , asociada a biotita y cordierita. En las rocas en las que se conserva la S_1 se observa algo de sillimanita junto con biotita paralela a esta foliación.

La andalucita y la distena muestran relaciones texturales complejas con la sillimanita, debido a la intensidad de la moscovitización-sericitización retrógradas que las afectan. La andalucita muestra siempre subestructuras de deformación-recuperación dinámica, intensas (cristales transformados en mosaicos poligonizados de subgranos), y aparece pasar a sillimanita. La distena, pese a la moscovitización, se observa, en algún caso, claramente rodeada por la S_2 y se ha encontrado también incluida en el núcleo de un cristal de andalucita. Estas texturas indican que se puede hablar de una evolución metamórfica en estas rocas (también observada en los neises glandulares mesócratos de esta zona) de tipo distena andalucita-sillimanita, siendo las dos primeras pre- S_2 y la sillimanita en su mayor parte sin- S_2 .

La cordierita, totalmente alterada a pinnita, se asocia a biotita y sillimanita en los planos S_2 , lo que sugiere su formación sincrónica con el desarrollo de esta fábrica.

El granate se conserva como granos irregulares inmersos en productos de alteración retrógrada: biotita variablemente cloritizada, y moscovita-sericitita. Texturalmente es un mineral pre- S_2 .

Las transformaciones retrógradas son bastante intensas y afectan a excepción del cuarzo, a todos los minerales de la asociación de alta temperatura. Lo más destacable es la formación de moscovita mimética sobre la S_2 o como placas oblicuas (*cross-micas*) a expensas principalmente de los polimorfos del Al_2SiO_5 y también de la biotita, feldespato potásico y plagioclasa.

Es corriente encontrar fisuras tardías con rellenos de baja temperatura de clorita, feldespato potásico y esfena.

Los ortoneises de Cerceda son composicionalmente rocas granodioríticas ($SiO_2 = 66\%$). Su origen es problemático; por un lado, su asociación con los neises glandulares de tipo mesócrato composicionalmente parecidos apunta hacia un origen anatético autóctono. Sin embargo, la abundancia de enclaves de metasedimentos apunta también hacia un magma alóctono rico en material xenolítico en suspensión.

Respecto a la edad de estos ortoneises sólo se puede afirmar que son pre- S_1 . La presencia de distena plantea dos posibilidades: si se trata de xenocristales procedentes del encajante, el emplazamiento de estos granitoides podría ser hercínico; si por el contrario la distena es producto del metamorfismo regional del propio granito éste sería entonces probablemente pre-hercínico. Esta es la posibilidad por la que nos hemos inclinado al situarlo en la leyenda.

Ortoanfibolitas

En varios puntos del dominio de la Mujer Muerta, y sin que tengan en ningún caso extensión cartografiable, se han encontrado anfibolitas de origen ígneo. Forman filones de espesor decimétrico en los ortoneises glandulares graníticos y en los tipos glandulares mesócratos y están afectados por pliegues agudos sin-esquistosidad (sin S_2). En las charnelas se conservan restos de una foliación más antigua (S_1). Estos antiguos diques básicos conservan cierto zonado, relicto probablemente de los primitivos bordes de enfriamiento.

Son rocas de grano fino con estructura foliada plano-lineal.

Están formadas por anfibol, plagioclasa, biotita y cuarzo como minerales principales, con opacos abundantes, apatito, circón y allanita esporádica, como accesorios.

El anfibol es una hornblenda verde intercrecida con la biotita magnésica, dando la foliación-lineación visible.

La plagioclasa, completamente recrystalizada y sin zonado apreciable, es de composición labradorítica y suele contener abundantes inclusiones de cuarzo en gotas o vermiculares. A veces se conservan pequeños fenocristales proterógenos (aprox. 0,5 cm) que reflejan una textura porfídica heredada.

La alteración secundaria se traduce en cloritización de la biotita con formación de esfena y saussuritización débil de la plagioclasa.

Respecto a la edad de estas rocas sólo puede afirmarse en base a la edad de los ortoneises, pudiendo ser desde posteriores al Ordovícico inferior (Tremadociense-Arenigiense), según VIALETTE *et al.* (1987, in press.) a posteriores al precámbrico superior-cámbrico inferior (BISCHOFF *et al.*, 1986; ALLEGRET & IGLESIAS, 1986; ALLEGRET, 1983; LACELOT *et al.*, 1985; LEVEQUE, 1984, y LEVEQUE & LANCELOT, 1985).

3.1.2. Rocas ígneas hercínicas

Consisten en rocas plutónicas y filonianas que ocupan prácticamente el 75 por 100 de la Hoja.

Las rocas plutónicas que se han distinguido en la leyenda, constituyen unidades intrusivas o plutones composicionalmente sencillos. Estos, a su vez, pueden agruparse formando complejos intrusivos con cierta comunidad de caracteres geométricos y composicionales.

Para facilitar la identificación de las unidades plutónicas se han referido a una localidad o zona tipo, donde sus características están bien desarrolladas.

Las relaciones de antigüedad, tanto de las rocas plutónicas como de las filonianas, se basan en dos tipos de información: 1) Relaciones de intrusividad observadas en campo o deducidas de la cartografía, y 2) Dataciones absolutas por el método Rb-Sr (IBARROLA *et al.* 1986). Pese a estas informaciones la posición en la columna de algunas de las unidades litológico-intrusivas es por el momento provisional hasta que se disponga de datos geocronológicos más abundantes.

3.1.2.1. Rocas plutónicas (7)

Tonalitas deformadas. Tipo La Jarosa

Las rocas más antiguas con las que se inicia el plutonismo hercínico alóctono forman pequeños macizos relictos adosados, por lo general, al borde de los macizos metamórficos. En esta Hoja, estas rocas tienen composición tonalítica y se han encontrado sólo junto a La Jarosa, en el extremo SO de la Hoja, donde son cortadas por la autopista Villalba-Adanero.

Estas rocas están encajadas en ortoneises glandulares con dos foliaciones, la segunda de las cuales es milonítica y va acompañada del desarrollo de una acentuada lineación de estiramiento. Esta foliación milonítica pasa a la roca plutónica en los bordes y se difumina hacia el interior.

Las tonalitas de La Jarosa son rocas mesocratas de grano medio con textura homogranular o porfídica hipidiomorfa que se hace neísica en las zonas más deformadas.

Están compuestas mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa y biotita y puede haber algo de anfíbol verde hornbléndico. Los accesorios consisten en minerales opacos, que pueden ser abundantes, apatito, circón y allanita.

En los tipos menos deformados, la plagioclasa es subidiomorfa y conserva zonados normales entre An₅₀ y An₃₀ aproximadamente, aunque se encuentran núcleos relictos más básicos de An₅₅. En los tipos deformados, los fenocristales de plagioclasa con tamaño inferior a un centímetro, quedan envueltos por la foliación, apareciendo subestructuras de deformación tipo extinción ondulante, *kinkados* y formándose sombras de presión. En estas facies el zonado desaparece parcial o totalmente homogenizándose la plagioclasa a andesina ácida (aprox. An₃₅₋₄₀).

Destaca en la facies deformada una intensa recristalización granoblástica poligonal del cuarzo y de la plagioclasa de la matriz. La foliación es debida principalmente a la orientación de las placas de biotita.

Las alteraciones secundarias son débiles y consisten en cloritización marginal de la biotita con liberación de granitos de esfena, y saussuritización (sericita + clinozoisita + calcita) moderada de la plagioclasa.

Estas rocas contienen material xenolítico peraluminico en forma de microenclaves. Consisten en una masa dominante de sericita y biotita cloritizada orientada, en la que se encuentran a veces granos de corindón y espinela verde (pleonasto). También se encuentra tipos microgranulares formados por plagioclasa y biotita).

Son corrientes en las tonalitas de La Jarosa varias generaciones de venas pegmoaplíticas superpuestas, con bordes difusos y otras (las más jóvenes), netos.

Adamellitas porfídicas orientadas. Tipo Sierra del Francés (8)

El afloramiento más importantes de estas rocas está situado en el cuadrante noroccidental de la Hoja y tiene una forma bastante irregular condicionada en gran parte por la intrusión posterior de los leucogranitos de la Pedriza.

El contacto septentrinal de estas adamellitas es con el conjunto metamórfico del Dominio de la Cuerda Larga (metasedimentos y ortoneises glandulares). Es un contacto neto, cuya traza sigue aproximadamente la curva de nivel, pero que debe sumergirse rápidamente hacia el Norte al no aflorar en el Valle del Lozoya. En el resto de su perímetro, estas adamellitas contactan con los leucogranitos de la Pedriza. Dicho contacto es en todos los puntos también neto, y con frecuencia trunca las estructuras internas de las adamellitas. Este hecho, junto con otros que se verán seguidamente, confirman la anterioridad de estas rocas respecto a los granitos de la Pedriza.

Se han podido distinguir varias facies dentro de esta unidad. La facies más abundante corresponde a unas adamellitas biotíticas porfídicas relativamente homogéneas. Asimismo se puede distinguir en la parte más occidental de la unidad, entre el lomo de Valdemartín y el tramo más alto del Río Manzanares, una facies heterogénea constituida por adamellitas equigranulares, adamellitas variablemente porfídicas y pequeñas cantidades de leucogranitos. Esta facies heterogénea muestra un tránsito gradual hacia la anterior.

Las adamellitas de la facies fundamental se caracterizan por la abundancia de fenocristales es feldespato de gran tamaño (2-4 cm y excepcionalmente hasta 7 cm) y de cuarzo globuloso, más escaso, de aproximadamente un centímetro inmersos en una matriz de grano medio en la que se localiza la biotita. Asimismo, en estas rocas son frecuentes los enclaves microgranulosos oscuros, de composición tonalítica.

Las estructuras de flujo son bastante acusadas y se manifiestan en bandeados composicionales-texturales, *schlieren* micáceos y disposiciones planares y plano-lineares de los fenocristales de feldespato. Las trayectorias de la foliación son bastante norteadas en toda la unidad, aunque su buzamiento es más variable. Hacia el contacto con el encajante meta-

mórfico se aprecia un aumento de la heterogeneidad, siendo más abundantes los *schlieren* micáceos, y más irregular la distribución de los fenocristales, así como su tamaño de grano que tiende a disminuir, al igual que el de la matriz.

Se ha detectado también con cierta frecuencia una tenue orientación planar de la biotita con direcciones también norteadas y subvertical, no coincidentes necesariamente con las estructuras de flujo descritas; se interpreta como una fábrica de origen tectónico.

Mineralógicamente, estas rocas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales y apatito, circón, opacos y ocasionalmente monacita como accesorios. Los minerales secundarios más corrientes son moscovita, siempre en muy pequeñas cantidades, clorita, rutilo, esfena, opacos, prehnita y sericita.

El cuarzo se presenta de tres maneras: 1) como fenocristales globulosos de tamaño hasta centimétrico, 2) en la matriz, variablemente recrystalizados y conservando contornos idiomorfos frente al feldespato potásico, y 3) como pequeñas inclusiones en plagioclasa y en los fenocristales de feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta como componente principal de la población de fenocristales y también como componente de la matriz, aunque en este caso con textura alotriomorfa respecto a la plagioclasa y al cuarzo. En el primer caso los cristales, corrientemente con macla de Carlsbad, muestran abundante pertitización en venas, así como inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos frecuentemente con zonado normal, oscilatorio, y bordes mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico. Suele presentar inclusiones de biotita y, a veces, de cuarzo.

La biotita es relativamente abundante como láminas individualizadas o pequeños agregados elipsoidales. Se encuentra normalmente transformada en grado variable a minerales deutéricos: clorita, esfena, opacos, rutilo y prehnita.

La facies heterogénea de esta unidad adamellítica presenta características mineralógicas similares a las descritas para las adamellitas biotítico-profídicas de la facies dominante.

Las adamellitas equigranulares de la facies heterogénea presentan variaciones en el tamaño de grano de unos puntos a otros, encontrándose tipos de grano medio, grueso y excepcionalmente de grano muy grueso, estos últimos debido a que en gran parte el feldespato potásico se presenta como megacristales mal individualizados del orden de un centímetro. Por aumento en el tamaño de los fenocristales de feldespato se pasa a variedades porfídicas más abundantes. En estas adamellitas porfídicas los megacristales de feldespato muestran un tamaño variable, corrientemente entre 1-2,5 cm.

Con respecto a la facies común, las rocas de la facies heterogénea se distinguen por un menor tamaño de los megacristales, un contenido algo menor de biotita y menor frecuencia de enclaves microgranudos. También es distintiva la presencia de frecuentes heterogeneidades de tipo textural y composicional a escala de afloramiento. Asimismo, las estructuras de flujo (bandedos, *schlierens*, orientación de fenocristales) son más ostensibles que en la facies común.

En asociación con esta facies adamellítica heterogénea se encuentran pequeños cuerpos de leucogranitos biotíticos de grano fino, en las proximidades a los contactos con el encajante metamórfico.

Adamellitas con cordierita y abundantes enclaves microgranudos. Tipo Alpedrete (9)

Esta unidad litológica-intrusiva se presenta cartográficamente como dos bandas en V. La primera, de dirección NO-SE aproximadamente, se prolonga hacia la vecina Hoja de El Espinar, siendo previamente desplazada sinistralmente por la falla del río Moros. La segunda banda sigue, por el contrario, una dirección NE-SO, extendiéndose desde la zona de Alpedrete hasta la base de la Sierra de Los Porrones. Por el N está limitada por la falla de Collado Mediano-Matalpino y por el S por la falla de Cerceda-Manzanares El Real.

Estas adamellitas ocupan, por lo general, las partes topográficamente más bajas de la Hoja y han sido tradicionalmente explotadas para material de construcción en torno al pueblo de Alpedrete (al S. fuera del límite de la Hoja).

Estas adamellitas se diferencian de las de la Sierra del Francés por el menor contenido y tamaño de los fenocristales y la presencia de cordierita, así como por un tamaño de grano ligeramente más pequeño.

Son rocas de grano medio poco o moderadamente porfídicas (fenocristales de feldespato de 2-3 cm), de coloración gris y presentan como rasgo característico frecuentes enclaves microgranulares oscuros y más escasos metamórficos. Son frecuentes las estructuras planares debidas a la orientación estadística de los fenocristales, en menor proporción de la biotita, y de los enclaves microgranudos, así como a la existencia de *schlieren* micáceos frecuentes. La componente lineal de la fábrica es menos evidente y se manifiesta en cierta tendencia a la disposición cozonal de los fenocristales. En todos los casos se trata de estructuras de flujo magmático.

Estas adamellitas están constituidas mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, presentando con cierta frecuencia cordierita y pequeñas cantidades de moscovita. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito, circón, esporádicamente monacita y minerales opacos. Los minerales secundarios corrientes son: moscovita, esfena, clorita, clinozoisita, epidota, rutilo, prehnita y pinnita.

El feldespato potásico se presentan como fenocristales idiomorfos o en cristales en la matriz con textura alotriomorfa respecto al resto de los minerales de la roca. Se trata en todos los casos de una ortosa ligeramente microclinizada y con pertitas abundantes en venas.

La plagioclasa se presenta igualmente como fenocristales y como componente de la matriz. En ambos casos los individuos presentan contornos idiomorfos y subidiomorfos, y engloban corrientemente cristallitos de biotita y cuarzo. Presentan zonados normales y oscilatorios, corrientemente con un núcleo más básico (andesina básica-*bytownita* ácida) una zona de oligoclasa (An₁₅ aproximadamente) y bordes más albiticos (An₁₀), en los que se desarrollan microtexturas mirmequíticas en contacto con el feldespato potásico.

La plagioclasa se altera, principalmente en los núcleos, a sericita, acompañada a veces por algo de epidota.

La biotita se presenta en láminas subidiomorfas y muestra composicionalmente un contenido de Fe intermedio ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} = 0.59$; FUSTER y HUERTAS, 1984). El mineral de cristalización más temprana. Por lo general, se altera en mayor o menor grado a clorita con liberación de rutilo sagenítico, minerales del grupo de la epidota, esfena, opacos y ocasionalmente prehnita.

La cordierita es un mineral distintivo en estas rocas y se presenta como prismas subidiomorfos, a veces relativamente abundantes.

Se ha determinado una relación $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$, comprendida entre 0.4-0.5 (FUSTER y HUERTAS, *op. cit.*; BRANDEBOURGUER, 1984). Este mineral se presenta corrientemente muy alterado a un agregado de biotita verde, moscovita-sericita (pinnita).

La moscovita muestra en todos los casos rasgos texturales de mineral secundario procedente del reemplazamiento deutérico o tardimagmático de feldespatos, cordierita y biotita.

Los enclaves microgranulares corrientes en estas rocas son petrográficamente tonalitas, con texturas porfídicas. Los fenocristales consisten en biotita y, sobre todo, en plagioclasa idiomorfa, con zonado normal y discontinuo entre An_{70} y An_{30} . La matriz, que presenta textura intergranular, está formada por microlitos de plagioclasa, de composición más homogénea (An_{30-25}), láminas aciculares de biotita y cristales intersticiales de cuarzo y ocasionalmente de feldespato potásico.

Granitos con cordierita porfídicos de grano grueso. Tipo el Cardin-Los Molinos (10)

Estas rocas afloran en dos zonas de la Hoja: en el extremo SE (Peña El Cardín), formando las estribaciones septentrionales de la Sierra del Hoyo de Manzanares, y junto al pueblo de Los Molinos, donde forman una banda de dirección NO-SE intrusiva en las adamellitas de tipo Alpedrete, prolongándose hasta la falla del Río Moros.

Estos granitos se caracterizan por ser muy porfídicos. Los fenocristales, de aproximadamente 2 cm, son de feldespato potásico con hábito tabular, disponiéndose, por lo general, con marcada orientación dimensional, lo que confiere a estas rocas una fábrica planar o plano-lineal (disposiciones cozonales). Con cierta frecuencia se observan estructuras de tipo *schlieren*, coincidentes con la fábrica de los fenocristales. Son rocas más claras (sálicas) que las adamellitas de tipo Alpedrete, y más pobres en enclaves que suelen ser de tipo microgranular. A veces se observan a simple vista cristales de cordierita, así como algo de moscovita.

En estos macizos son frecuentes los cuerpos pequeños de leucogranitos aplopegmatíticos de dos micas con cordierita, como se observa junto a Los Molinos y en toda la Sierra del Hoyo de Manzanares. Junto a los contactos con la adamellita de tipo Alpedrete, estos granitos se hacen muy heterogéneos, apareciendo estructuras de tipo miarolítico-pegmatítico y abundante venulación aplítica, lo que confirma su posterioridad.

En la zona de Collado Mediano, el contacto de estos granitos porfídicos de grano grueso

con las adamellitas de tipo Alpedrete es tendido, aumentando su inclinación hacia el NE en dirección al collado de Matalafuente.

Las relaciones de edad con los leucogranitos de tipo Pedriza son más problemáticas. Al NE de Peña Cardín parece que las estructuras planares medidas en los granitos porfídicos son cortadas por los leucogranitos e grano grueso, razón por la que éstos se han colocado más altos en la columna.

Mineralógicamente estas rocas están constituidas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, así como moscovita y cordierita en menor proporción. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos, monacita y andalucita, esta última restringida exclusivamente al afloramiento de El Cardín. Los minerales secundarios más abundantes son: clorita, esfena, rutilo, opacos, sericita, clinozoisita, pinnita y prehnita.

El feldespato potásico forma fenocristales de 2-3 cm, de tamaño medio, así como cristales de menor talla y cristalización posterior que forman parte de la matriz de la roca. Los fenocristales presentan inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, macia de Carlsbad y abundantes perfitas en venas.

La plagioclasa se presenta en cristales idiomorfos de tamaños milimétricos, aunque excepcionalmente puede formar fenocristales de menor talla. Composicionalmente es una oligoclasa con zonado normal y oscilatorio y bordes albiticos (An_5). Ocasionalmente se han observado núcleos de composición más básica (An_{35-40}) con zonado convoluto y en parches.

La biotita forma láminas subidiomorfas con intercrecimientos dactilíticos de moscovita y albita, así como pequeños agregados subesféricos. Cristalizó en los primeros magmáticos y con frecuencia se altera, en especial por los bordes, a clorita, rutilo, esfena, opacos y epidota.

La moscovita se presenta en láminas con intercrecimientos dactilíticos de albita y con inclusiones de pequeños granos redondeados de andalucita en el afloramiento de El Cardín. En el afloramiento de Los Molinos, este mineral es en su mayor parte secundario y procede del reemplazamiento deutérico de los feldespatos biotita y cordierita.

La cordierita es un mineral corriente en este tipo de granitos, se presenta en prismas idiomorfos transformados, por lo general en su totalidad, a productos deutéricos (agregados pseudomorfos de biotita verde y moscovita-sericita).

Granitos de grano grueso. Tipo Peña del Hombre (11)

El plutón de La Peña del Hombre, situado en NO de la Hoja, es un macizo de forma groseramente circular que se aloja en el núcleo del anticlinal de F_4 homónimo, de dirección NO-SE, y provoca una notable adaptación a su alrededor de las trayectorias de la foliación de los neises encajantes. El emplazamiento de este granito es, pues, probablemente sincinemático con la F_4 generadora de la macroestructura y debió de tener lugar con una importante componente forzada o diapírica.

Se trata de un macizo muy homogéneo formado en su mayor parte por granitos biotíticos

y biotíticos-moscovíticos, con cordierita visible. El tamaño de grano es por lo general grueso, aunque en las partes más internas del plutón se observan tamaños muy gruesos. En las proximidades al borde, el tamaño de grano se reduce (grano medio) y aparecen fenocristales pequeños (menores de un centímetro) de feldespato. Asimismo, se observa en algunos puntos del contacto una banda de aplita de dos micas y espesor variable (aproximadamente 10 m en el arroyo Milanillos).

Estructuralmente es un macizo bastante isótropo, aunque existen zonas con *schlierens* micáceos frecuentes. Destaca en estas rocas la ausencia de enclaves migrogranudos. Por otro lado, se observan venas y filoncillos cogenéticos de aplitas de dos micas.

La posición de estos granitos en la columna es discutible, dada la ausencia de relaciones espaciales con los otros tipos de granitos descritos en esta memoria.

Petrográficamente, estos granitos son rocas hipidiomorfás, equigranulares y a veces porfídicas.

Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, cordierita y moscovita como minerales principales. Los minerales accesorios son: apatito, circón, andalucita, turmalina, así como allanita y monacita. Ocasionalmente se observa sillimanita en la proximidades del encajante metamórfico. Los minerales secundarios más frecuentes son: esfena, sericita, clorita, opacos, rutilo, pinnita, prehnita y moscovita.

El cuarzo es el mineral más abundante de la paragénesis. Se presenta corrientemente en cristales globulosos de bordes consertales. En las facies más porfídicas se presenta además como componente de la matriz en cristales de tendencia subidiomorfa, frente al feldespato potásico. Muestra, por lo general, inclusiones de biotita, así como de plagioclasa. En las proximidades del contacto con los ortoneises glandulares presenta indicios de deformación débil con poligonización y recristalización superpuestas.

El feldespato potásico es una ortosa microclinizada que forma generalmente cristales intersticiales respecto al resto de la paragénesis. En los tipos porfídicos se presenta asimismo como el componente principal de la población de fenocristales, junto al cuarzo. Tiene inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo, así como abundantes pertitas en venas, llamas y en parches, estas últimas en menor proporción. Con frecuencia se observan coronas policristalinas de albita en los bordes de grano a lo largo de las fracturas intercristalinas que presentan los fenocristales.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos con núcleos de An_{17-12} y bordes albiticos (An_5) en los que se desarrollan crecimientos mirmequíticos. Por lo general, presenta zonado normal, continuo y oscilatorio, así como inclusiones de biotita, cuarzo y esporádicamente andalucita. En las proximidades con las rocas metamórficas se han observado cristales con granulación en algunos de sus bordes y con evidencias de deformación en los planos de macla. Se altera, fundamentalmente en el núcleo, a sericita y moscovita.

La biotita cristalizó en los primeros estadios y se presenta en láminas o en agregados subesféricos. Por lo general, suele estar ligeramente flexionada y cuando se altera lo hace fundamentalmente por los bordes a clorita con liberación de opacos y esfena.

La moscovita forma láminas con bordes dactilíticos. Por lo general, aparece blindando granos de andalucita, aunque en las proximidades con el encajante metamórfico engloba agujas de sillimanita. También se han observado pequeños cristales aciculares de moscovita secundaria que están reemplazando a los feldespatos, biotita y cordierita, existentes en este tipo de granitos, así como rellenado las microfisuras que hay en la roca.

La cordierita se presenta en cristales idiomorfos-subidiomorfos intensamente transformada a biotita verde y moscovita-sericita (*pinnita*).

Leucogranitos de grano grueso. Tipo La Pedriza-Peguerinos (12)

Las rocas de esta unidad litológica presentes en la Hoja, pertenecen principalmente a dos unidades intrusivas bien definidas: el plutón de La Pedriza, al E y el de Peguerinos al SO. El primero, con un alargamiento E-O se inicia en la vecina Hoja de Torrelaguna y se prolonga hasta el Río Navacerrada. El segundo se localiza principalmente en las Hojas de El Espinar y Las Navas del Marqués, y de él entra en esta Hoja su terminación oriental en las proximidades de La Jarosa.

En La Pedriza, estos granitos son claramente posteriores a las adamellitas de la Sierra del Francés, cuyas estructuras internas truncan. Además, los leucogranitos presentan frecuentemente facies de borde más leucocráticas, de grano más fino y porfídicas en las que son corrientes las estructuras de tipo pegmatítico y miarolítico. Por otro lado, son anteriores a los leucogranitos de dos micas del pequeño stock de Manzanares El Real. Respecto a sus relaciones con las adamellitas de tipo Alpedrete, los datos de campo son más ambiguos, aunque las determinaciones geocronológicas realizadas (IBARROLA *et al.*, en prensa, 1986) indican que son más reciente (305 ± 6 m. a. el granito de La Pedriza y $327 \pm$ m. a. las adamellitas).

El granito de Peguerinos se asimila, en principio, por su semejanza composicional y textural al de La Pedriza, razón por la cual se describen conjuntamente. No obstante, su edad absoluta se desconoce por el momento. Son anteriores a los leucogranitos de grano fino porfídicos de Cabeza Lijar, y probablemente anteriores a las adamellitas con anfíbol porfídicos de La Jarosa que los limitan por el E (estas últimas son equivalentes a las adamellitas tipo La Granja, que han sido datadas y dan la edad más joven obtenida hasta el momento: 267 ± 8 m. a. IBARROLA *et al.*, en prensa). Los contactos con ambas unidades litológicas son subverticales.

Junto a los mencionados, existen también granitos de tipo Pedriza en pequeños macizos, como el de Camorritos o los que afloran en las proximidades de Los Molinos y Cerceda.

Los granitos de tipo Pedriza son mayoritariamente tipos biotíticos, aunque a veces muestran algo de moscovita visible a simple vista. Generalmente son rocas de grano grueso, aunque también pueden llegar a ser de grano muy grueso (más de un centímetro). Muestran una coloración clara y destacan en ellos la ausencia casi total de enclaves migrogranudos, así como de orientación visible de los minerales (granitos isótropos). No obstante, localmente, se encuentran *schlieren* micáceos y bandeados composicional-texturales que representan estructuras de flujo ígneo. Asimismo, y también con carácter local (por ejemplo, al S de

las Casas de la Garganta, en La Pedriza) se observa cierta estiramiento del cuarzo y débil orientación de la biotita que pueden relacionarse con el funcionamiento de una importante falla próxima de dirección de dirección N 15° E.

Texturalmente son rocas heterogranulares, en las que se observan excepcionalmente fenocristales de feldespato potásico. Con frecuencia presentan síntomas de cataclasis, con mayor o menor grado de recrystalización.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, así como localmente cantidades más subordinadas de moscovitas y cordierita. Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos, y ocasionalmente fluorita, allanita y monacita. Los minerales secundarios más abundantes son clorita, sericita, rutilo epidota, opacos, esfena, prehnita y pinnita.

El cuarzo suele presentarse en cristales globulosos de tamaño centimétrico. Ocasionalmente forma mosaicos granoblásticos producto de recrystalización con tendencias a mostrar puntos triples.

El feldespato potásico es una ortosa ligeramente microclinizada con textura alotrimorfa respecto al resto de los minerales de la roca. Presenta abundantes perititas en venas y en parches, así como inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. Ocasionalmente forma fenocristales idiomorfos con extinción ondulante.

La plagioclasa forma cristales idiomorfos con núcleos de oligoclasa y bordes prácticamente albíticos, donde se desarrollan mirmequitas. Con frecuencia muestra deformación mecánica de los planos de macla, así como granulación de los bordes de los cristales.

La biotita se presenta en láminas kinkadas, en grado variable, o bien en agregados subesféricos. Por lo general, se altera por los bordes a clorita, rutilo sagenítico, esfena y epidota en proporción variable.

La moscovita es mayoritariamente secundaria y proviene de la alteración y reemplazamiento de los feldespatos, biotita y cordierita. No obstante, en el afloramiento de Peguerinos se han observado láminas subidiomorfos de probable cristalización primaria tardimagmática con intercrecimientos dactilíticos de albita.

La cordierita aparece localizada exclusivamente en el afloramiento de Peguerinos, donde forma prismas totalmente transformados a biotita verde y moscovita-sericita (*pinnita*).

Las escasas inclusiones microgranudas existentes en este tipo de rocas son composicionalmente granodioritas-tonalitas y están constituidas en su mayor parte por plagioclasa, biotita y cuarzo. Ocasionalmente también puede contener cantidades subordinadas de feldespato potásico.

Granitos con cordierita porfídicos. Tipo Mataelpino (13)

Estos granitos son semejantes a algunos de los tipos que integran el conjunto de granitos porfídicos de El Cardín-Los Molinos. No obstante, se han distinguido sobre la base de una

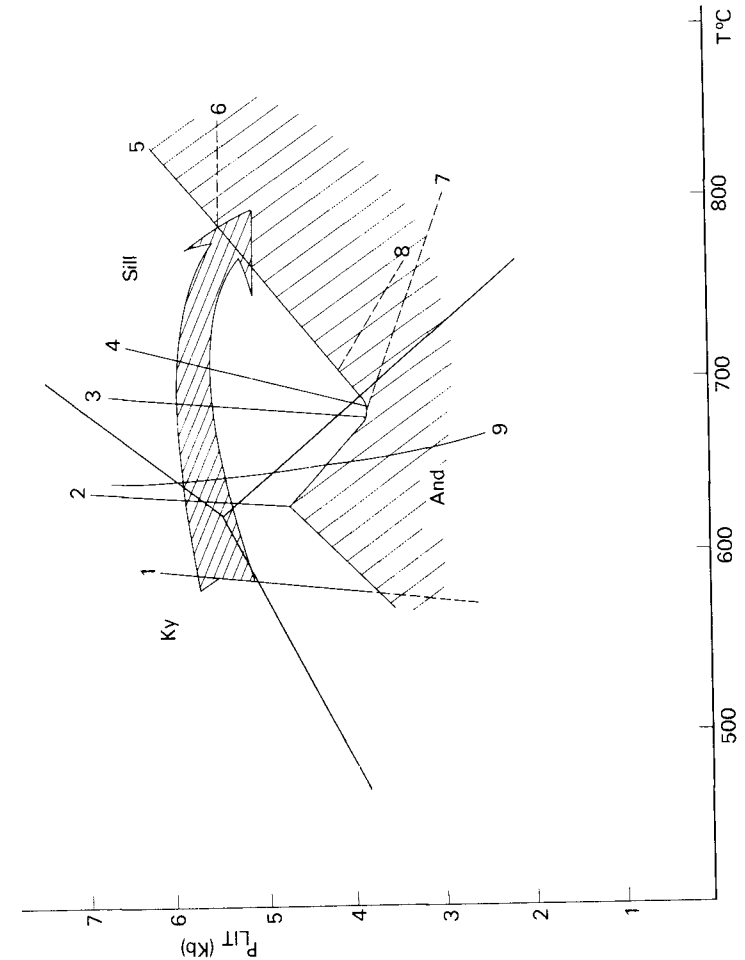


Figura 4. Evolución metamórfica del área estudiada.

probable diferencia en la edad de emplazamiento. Mientras que estos últimos parecen anteriores al granito de tipo Pedriza, el granito de Mataelpino es claramente posterior.

Los granitos de esta unidad forman un pequeño macizo al norte de Mataelpino, emplazado entre las adamellias de tipo Alpedrete, y al borde sur del leucogranito de La Pedriza. Son rocas porfídicas con frecuentes fenocristales de feldespato de 2-3 cm, en una matriz de grano medio, en la que es visible la cordierita y algo de moscovita. Los fenocristales dan una estructura planar tendida hacia el Norte. En el contacto con el granito de tipo Pedriza, junto al Arroyo del Palancar se observa entre ambos granitos una franja aplo-pematítica con moscovita, bandeada con crecimientos de los cristales de los feldespatos pegmatíticos perpendiculares al contacto. Esta franja se puede interpretar como un *stockscheider* del granito porfídico.

Los enclaves microgranulares son relativamente frecuentes en estas rocas.

Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cordierita como minerales principales. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón y opacos.

Las características petrográficas que presentan estos granitos son similares a las de los granitos de El Cardín-Los Molinos.

Leucogranitos de grano fino-medio (14)

Las rocas de esta unidad se presentan en forma de múltiples macizos de extensión y forma variables. Se trata de cuerpos con geometría frecuentemente tabular, de contactos verticales o tendidos, así como de *stock* de forma groseramente circular o elíptica circunscritos.

Los datos de campo indican que estos granitos son relativamente tardíos, ya que cortan a todos los tipos descritos hasta aquí. La edad obtenida por métodos radiométricos para el macizo de Cabeza Mediana, dentro de esta Hoja (291 \pm 6 m.a.; IBARROLA *et al.*, 1986) son concidentes con los obtenidos para otros macizos semejantes dentro de la misma región (287 \pm 5 m.a. para los leucogranitos de La Cabrera) según VIALETTE *et al.* (1981) y 286 \pm 18 m.a. en base a una isocrona con muestras de varios macizos del Guadarrama según BRANDERBOURGUER (1984). Estos datos confirma la edad tardía, Estefaniense-Pérmico de estas rocas y su notable isocronicidad en el área. Conviene resaltar que en el ámbito de la Hoja existen también cuerpos menores de leucogranitos (aplitas y pegmatitas), no cartografiados, ligados directamente a las unidades litológico-intrusivas descritas, que son más antiguos. No obstante, la edad establecida a partir de la «isocrona» construida por Brandebourger (*op. cit.*) ha de tomarse con precaución, ya que no es lógico pensar en un carácter comagmático para todos los leucogranitos incluidos en un estudio, y que posiblemente corresponden a diferenciados de varias unidades de intrusión.

Aunque los distintos macizos que se han distinguido tienen en común su quimismo leucogranítico peralumínico, existen diferencias entre ellos, principalmente de carácter textural, que reflejan condiciones diferentes de cristalización. Se pueden distinguir dos tipos extremos de texturas: la porfídica, consistente en fenocristales globulosos de cuarzo de hasta un

centímetro, y otros menores y más escasos de feldespato, y la granuda, sin fenocristales, con tamaños de grano fino-medio. El primer tipo es dominante en los macizos de Cabeza Lijar y Cabeza Reina, en la parte oeste de la Hoja, y en la mayor parte del macizo de Fuente La Reina, en el este, principalmente en su parte externa. La segunda textura es característica de macizos como el de Manzanares el Real, Cabeza Mediana, Los Molinos, parte más interna del macizo de Fuente La Reina y Cotos.

Los cuerpos de leucogranitos son bastante homogéneos en su interior y suelen mostrar cierta zonación textural hacia los bordes consistentes en una disminución del tamaño de grano y la aparición de zonas más heteróneas junto al borde, pegmoaplíticas y miarolíticas, así como de nódulos más oscuros de tamaño centimétrico de cordierita (FUSTER y HUERTAS, 1984). Estas heterogeneidades son generalizadas en los cuerpos leucograníticos de pequeño tamaño, como el que aflora sobre las adamellitas de tipo Alpedrete al este de Tablada. Aparecen entonces frecuentes bandeados aplopegmatíticos. En los leucogranitos sólo excepcionalmente se encuentran enclaves microgranudos.

La composición mineralógica de estas rocas la integran principalmente cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, siendo también corriente la cordierita en cantidades más subordinadas. Como accesorios se observan apatito, circón, opacos, sillimanita (macizo de Los Molinos), turmalina (Navacerrada), granate y allanita (macizos de Cabeza Lijar) y andalucita y fluorita desigualmente distribuidas. Los minerales secundarios más frecuentes son: clorita, esfena, opacos, pinnita, clinozoisita y prehnita.

El cuarzo se presenta, en las variedades profídicas, de dos maneras: como componente a veces exclusivo de la población de fenocristales, en forma de gruesos granos globulosos de hasta un centímetro de tamaño, y en la matriz, frecuentemente en forma de intercrecimientos gráficos y granofídicos con el feldespato potásico. En la facies granudas se presenta como cristales subidiomorfos frente al feldespato potásico y alotrimorfos con respecto a la plagioclasa de cristalización ligeramente más temprana.

El feldespato potásico es corrientemente una microclina poco pertítica y, aunque a veces forma fenocristales relativamente tempranos, lo normal es encontrarlo como mineral de cristalización tardía, alotrimorfo respecto a los demás minerales de la roca.

La plagioclasa se presenta en forma de cristales idiomorfos o subidiomorfos, a veces como componente de la población de fenocristales, en cuyo caso muestra un zonado normal oscilatorio, pero corrientemente como componente de la matriz con un zonado menos acusado o inexistente. Aunque los núcleos de algunos fenocristales pueden tener una composición de tipo oligoclasa básica, la mayor parte de los mismos y los cristales de la matriz son oligoclasa ácida-albita (An = 15 %).

La moscovita se presenta en forma de placas bien definidas con bordes simplectíticos de cuarzo y albita, sugiriendo así, una cristalización tardía y postmagmática temprana. También se encuentra, con texturas frecuentemente en rosetas, como componente de los rellenos pegmatíticos de las cavidades miarolíticas en las zonas de fuerte heterogeneidad estructural de estos macizos. No obstante, parte importante de esta moscovita es claramente deutérica, como lo atestiguan las texturas de reemplazamiento del feldespato potásico y de la cordierita.

La cordierita, aunque reemplazada corrientemente en su totalidad por pinnita (agregados de moscovita y biotita verde), se presenta con frecuencia en forma de cristales subidiomorfos y también en nódulos oscuros, junto con cuarzo y albita, y en este caso intersticial respecto a ellos. Asimismo, se encuentra también cordierita en las miarolas pegmatíticas. Composicionalmente las cordieritas de los leucogranitos son relativamente ricas en hierro ($\text{Fe/Fe} + \text{Mg} = 0.62$, FUSTER y HUERTAS, 1984).

La biotita es también, relativamente rica en hierro, presentando una relación $\text{Fe/Fe} + \text{Mg} = 0.76$ para el caso de Cabeza Mediana (FUSTER y HUERTAS, 1984).

En cuanto a los minerales accesorios, el granate, que se observa en la parte más septentrional del macizo de Cabeza Lijar, se presenta como un archipiélago de fragmentos aparentemente reabsorbidos por el cuarzo y los demás minerales de la roca. La andalucita se presenta en pequeños granos corrientemente incluidos en moscovita o en plagioclasa. La sillimanita cuando está presente en la roca, lo hace en forma de cristales aciculares englobada en los cristales de plagioclasa.

Adamellitas porfídicas de grano grueso, con anfíbol ocasional. Tipo La Granja (15)

Ocupan una importante extensión en la parte central de la Hoja definiendo un macizo, que alargado en dirección N-S, se prolonga en la vecina Hoja de Segovia, por el valle del Río Eresma, hasta La Granja. También afloran estas rocas al norte de La Jarosa, limitadas por el Sur por una importante falla.

Las relaciones de contacto con los otros granitos suelen ser complejas. No obstante, en algún punto se aprecia bien su posterioridad. Así, en la cantera del estribo izquierdo de la presa de Navacerrada, estas adamellitas truncan, mediante un contacto neto e irregular, a las estructuras de flujo (*schlieren* y bandeados pegmatíticos), que aparecen localmente dentro del granito tipo Pedriza. La edad obtenida radiométricamente para estas rocas es de 276 ± 16 m.a. (IBARROLA *et al.*, 1986). Esta edad, Pérmico inferior, constituye el valor más reciente encontrado hasta el momento en la Sierra de Guadarrama, y confirma la cronología relativa en base a datos de campo.

Estas adamellitas son tipos muy porfídicos de grano medio-grueso, con fenocristales abundantes de feldespato de hasta 3-4 cm. Son frecuentes las estructuras de flujo debidas a la disposición planar o plano-lineal de los fenocristales, así como a la presencia de heterogeneidad de tipo *schlieren*. Suelen contener enclaves microgranudos melanocratos, aunque poco frecuentes.

Están constituidos mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales principales y ocasionalmente anfíbol. Los accesorios frecuentes son apatito abundante, circón, allanita, monacita, opacos y fluorita. Los minerales secundarios que se han observado son clorita, esfena, rutilo, sericita, prehnita epidota y clinzoisita.

Es de destacar en estas rocas la existencia de texturas de deformación-recristalización frecuentes, que afectan a la mayor parte de los minerales de la roca (fracturas, extinción ondulante, bordes suturados, etc.).

Respecto al cuarzo, se han observado tres tipos texturales, semejantes al de otras rocas existentes en la Hoja. El primero consiste en cristales grandes (hasta 1 cm), subidiomorfos que suelen mostrar recristalización a un agregado granoblástico poligonal de cristales menores. El segundo lo integra una segunda generación de cristales más pequeños, componentes de la matriz, alotriomorfos respecto a la plagioclasa y biotita, a las que a veces engloba junto con cristallitos de apatito y circón. El tercer tipo se origina y se manifiesta en texturas micrográficas y granofídicas con el feldespato potásico.

El feldespato potásico es una ortosa microclinizada y se presenta como fenocristales con macla de Carlsbad, y en la matriz de la roca en forma de cristales intersticiales tardíos. Es muy peritítico, en especial los fenocristales, los cuales contienen corrientemente inclusiones poiquilíticas de plagioclasa, cuarzo biotita y ocasionalmente anfíbol. Estos fenocristales presentan a veces indicios de deformación consistente en fracturación y cierta granulación de los bordes de grano, con exoluciones, probablemente sincrónicas, de albita.

La plagioclasa se presenta corrientemente como componente de la matriz en cristales subidiomorfos, y también aunque en menor proporción, como componente de la población de fenocristales. Por lo general, presenta un zonado normal débilmente oscilatorio, entre núcleos de andesina básica (An_{45-50} , en contacto con anfíboles relictos) y bordes de oligoclasa básica (An_{5-15}) que a veces contienen cuarzoesquizontes en contacto con el feldespato potásico. Se observan asimismo reemplazamientos mirmequíticos a lo largo de fisuras en los cristales de feldespato potásico.

Un mineral significativo en estas rocas es el anfíbol, que se presenta distribuido por zonas dentro de los macizos (RUBIO y VILLASECA, 1981, constatan cierta relación espacial con los bordes de la intrusión). Se trata de una horblenda verde que puede presentarse como granillos aislados e incluidos en los núcleos de cristales de plagioclasa y, a veces, de feldespato potásico o como componente de microenclaves de composición diorítica o cuarzodiorítica ($\text{Plag} + \text{Anf} + \text{Bio} \pm \text{Q}$). Esto sugiere un posible origen del anfíbol por hibridación del magma granítico con materiales más básicos subaluminicos.

Es de destacar en estas rocas la abundancia de determinados minerales accesorios, como esfena, allanita y apatito. Se observa también con cierta frecuencia venillas hidrotermales tardías de adularia y cuarzo.

Los enclaves microgranulares existentes en estas rocas son de composición diorítica a tonalítica. Presentan texturas intergranulares y ocasionalmente porfídicas. Están formadas por plagioclasa y biotita, a los que se añade cuarzo en proporciones variables y anfíbol en los tipos más básicos. En las variedades porfídicas los fenocristales son de plagioclasa y de biotita, así como anfíbol en los tipos más básicos.

Episienitas

Se tratan de rocas de coloración rojiza que aparecen en múltiples puntos de la Hoja. Se forman por sustitución en condiciones postmagmáticas de los granitos mediante un proceso de pérdida progresiva del cuarzo acompañado por la sustitución de los feldespatos por un

feldespatos alcalinos (albita principalmente y en menor proporción feldespato potásico) y alteración de la biotita a clorita.

Estas rocas se encuentran asociadas aparentemente a todos los tipos de granitos. En la mayoría de los casos se localizan a favor de zonas de fractura importantes que han debido de servir de vía de circulación de los fluidos hidrotermales (LOCUTURA y TORNOS, 1985).

Mineralógicamente están formadas por feldespato alcalino (generalmente albita) en forma de cristales subidiomorfos, en cuyos intersticios se aloja una clorita algo más tardía y el cuarzo, cuya proporción aumenta progresivamente en dirección al granito no alterado. Como accesorios es corriente un mineral de tipo esfena y, a veces, algo de fluorita. Asimismo, se pueden encontrar con cierta frecuencia en estas rocas minerales de interés como casiterita, en el caso de una episienita cercana al Puerto de Los Leones.

La edad de la mayoría de las episienitas debe de ser bastante tardía, ya que como se ha dicho afectan a todas las litologías, incluidos los pórfidos. No obstante, algunas masas episieníticas, con morfología de chimeneas hidrotermales, podrían estar más directamente ligadas a los episodios intrusivos.

3.1.2.2. Rocas filonianas

Se han distinguido varios tipos de rocas filonianas atendiendo fundamentalmente a su composición: aplitas, microdioritas, pórfidos graníticos-adamellíticos, pórfidos leucocráticos, pórfidos monzoníticos y filones de cuarzo. A éstas hay que añadir un grupo de diques de composición variable y no cartografiables, que se conservan muy deformados en el interior de los dominios metamórficos. Los consideramos como rocas filonianas hercínicas precoces.

Las rocas filonianas se describen seguidamente en el orden de antigüedad decreciente probable.

Rocas filonianas hercínicas precoces

En el interior de los dominios metamórficos, principalmente en el de la Mujer Muerta y Cerceda, se encuentra con cierta frecuencia retazos de diques con poca continuidad lateral, y que muestran una intensa deformación, frecuentemente de tipo milonítico. Son de dos tipos. Los más abundantes son de composición intermedia-básica (microdioritas-granodioritas) de color gris oscuro. Están formados por fenocristales milimétricos de plagioclasa sobre una pasta integrada por biotita, anfíbol y plagioclasa y cantidades accesorias de cuarzo intersticial.

El otro tipo, más escaso, corresponde a diques de pórfido granítico-adamellítico (Valle del Río Moros).

Aplitas (1)

Los filones aplíticos se concentran en un haz de dirección N130°E, que discurre próximo al pueblo de Los Molinos.

Son rocas generalmente con textura hipidiomorfa de grano fino, aunque a veces presentan fenocristales milimétricos de cuarzo y feldespatos inmersos en una matriz microcristalina en la que pueden encontrarse texturas micropegmatíticas y esferulíticas.

Mineralógicamente están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (An_{10-15}), moscovita y biotita en menor proporción. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos y a veces turmalina, andalucita (transformada parcialmente en moscovita), cordierita pinnitizada, monacita y allanita. Como minerales secundarios se encuentran pequeñas cantidades de clorita, sericita, rutilo y prehnita.

Microdioritas (2)

Estas rocas se presentan en diques de pequeña potencia (1,5 a 2 m) y recorrido no superior a 3 Km. Se agrupan en esta Hoja en dos haces fundamentales, asociados a los pórfidos granítico-adamellíticos, con dirección aproximada E-O: el de San Rafael-La Pedriza al Norte y el de Navacerrada más al Sur. La proporción de diques microdioríticos es más alta en el primero que en el segundo.

Suelen presentar contactos netos y bordes de enfriamiento afaníticos, así como enclaves del material encajante granítico y otros más oscuros y de grano más fino.

Texturalmente son rocas holocristalinas más o menos porfídicas con fenocristales esporádicos de tamaño milimétrico de plagioclasa, anfíbol y biotita, incluidos en una matriz subafanítica o microgranuda con textura intergranular.

Composicionalmente son dioritas y cuarzodioritas constituidas por plagioclasa (andesina-labradorita), hornblenda y biotita como minerales principales, y cuarzo, opacos, feldespato potásico y clinopiroxeno accesorios.

Es destacable en estas rocas la presencia de dos tipos de cuarzo. Uno de ellos consiste en xenocristales subredondeados, con tamaños de hasta un centímetro y bordes de reacción con un espesor medio de un milímetro. Los bordes de reacción están formados por un intercrecimiento radial de anfíboles hornbléndicos y actinolíticos, epidota, clorita, opacos y a veces piroxeno (cuando este mineral forma también parte de la asociación ígnea). El segundo tipo de cuarzo consiste en pequeños cristales intersticiales y de cristalinización tardía restringidos a la matriz de la roca.

El grado de alteración en estas rocas es, por lo general, elevado. Son abundantes los siguientes minerales secundarios: actinolita, clorita, clinozoisita-epidota, prehnita, esfena, sericita y carbonatos.

Pórfidos graníticos y adamellíticos (3)

Son, con mucho, las rocas filonianas más abundantes de la Hoja.

Se presentan en diques de espesor muy variable (entre 0,5 y 25 m) y recorridos, por lo general, no superiores a los 5 Km.

Se concentran en tres haces fundamentales: El haz de San Rafael-La Pedriza, al Norte, de dirección E-O; el haz de Navacerrada, más al Sur, también de dirección E-O, y el haz de Cabeza Mediana, de dirección N-S, que corta con desplazamientos dextrales a los diques de dirección E-O.

Los contactos con las rocas encajantes son netos y muestran bordes de enfriamiento que pueden llegar a tener 30 cm de espesor. No obstante, en el caso del haz de Cabeza Mediana se observan algunos diques cuyos contenidos son más soldados y de trazado irregular, sugiriendo cierta contemporaneidad con la roca de caja.

Son corrientes las estructuras de flujo magmático consistentes en orientaciones planares de los fenocristales paralelas al trazado del dique.

Son frecuentes enclaves de naturaleza muy variada. Por un lado, los de la roca encajante con aureolas feldespáticas o biotíticas y fenómenos de contacto térmico (vitrificación y cataclasis). Por otro inclusiones de pórfidos de naturaleza más básica que el encajante, así como enclaves microgranudos oscuros de diverso tamaño. Ocasionalmente se han encontrado enclaves de material metamórfico muy biotíticos.

Texturalmente los pórfidos graníticos-adamellíticos son rocas holocristalinas e hipidiomorfas que presentan fenocristales idiomorfos de feldespatos, cuarzo y a veces biotita, inmersos en una pasta microgranuda a criptocristalina, en la que con frecuencia se observan texturas esferulíticas y proto-esferulíticas en las facies marginales de los diques, así como crecimientos micrográficos y granofílicos (estas últimas en los diques adamellíticos, que llegan a ser verdaderos granofidos).

Composicionalmente están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios corrientes son apatito acicular o en granos subredondeados, circón, opacos y esporádicamente allanita. En el haz de Cabeza Mediana se observan como componentes adicionales de la mineralogía de estas rocas, moscovita en láminas subidiomorfas, andalucita y cristales intersticiales de cordierita.

Los fenocristales de plagioclasa son de composición oligoclásica en los diques más ácidos y andesínica en los menos ácidos. Presentan corrientemente zonados normal oscilatorio y en damero, este último sólo observado en los diques de dirección submeridiana.

Los fenocristales de feldespato potásico son ortosas, por lo general muy pertíticas con exoluciones marginales más albiticas. En la matriz, este mineral constituye una segunda generación más tardía, pues se presenta siempre como granos intersticiales.

La biotita presenta textura seriada y, a veces, como microagregados con textura decusada procedentes de la transformación (recristalización) probablemente de otra biotita previa.

En general, todos estos diques han experimentado una alteración deutérica moderada que se manifiesta en sericitización de los cristales de plagioclasa (principalmente los núcleos más básicos), transformación en los bordes de la biotita a un agregado de clorita, rutilo y esfena, y abundancia relativa de moscovita, epidota-clinozoisita y carbonatos diseminados por la roca.

Pórfidos leucocráticos (4)

Se localizan asociados a los pórfidos granítico-adamellíticos del haz de Navacerrada, aunque en la zona de Cerceda se encuentra un importante dique de pórfido leucocrático de dirección N-135E.

El espesor medio de estos diques es de 8-10 m con un recorrido inferior a los seis kilómetros.

Los bordes de estos diques son netos y afaníticos y carecen de enclaves. En las inmediaciones de Cabeza Reina se han observado estructuras típicas de flujo magmático en régimen turbulento (vórtices).

Texturalmente son rocas holocristalinas e hipidomorfas con fenocristales milimétricos de feldespatos y de cuarzo inmersos en una matriz criptocristalina felsítica con texturas de tipo esferulítico y protoesferulítico.

Composicionalmente son diques muy evolucionados constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita como componentes principales. La biotita está presente en cantidades subordinadas. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón y granate accidental.

Los fenocristales de estas rocas tienden a presentar bordes imbricados con la matriz, así como coronas granofílicas. Tienden también a presentarse en agrupaciones glomeroporfílicas. La matriz está formada principalmente por feldespato potásico, además de cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, estos dos últimos como laminillas aciculares desorientadas.

La alteración hidrotermal deutérica en estos diques muestra una intensidad moderada-alta. Se manifiesta en la sericitización casi completa de la plagioclasa y la cloritización, principalmente en los bordes de las láminas de biotita, con liberación de opacos y de esfena.

La diferencia de estos diques con los aplíticos, descritos antes se basa en el contenido de fenocristales e idiomorfismo de los mismos (alto y acentuado, respectivamente, en el caso de los pórfidos) y en el tamaño de grano de la matriz, siempre muy fino en el caso de los pórfidos.

Pórfidos monzoníticos (5)

Se incluyen en este grupo una serie de diques que petrográficamente varían composicionalmente entre cuarzodioritas y monzonitas.

Constituyen un único enjambre de dirección N45°E y subverticales al SE, que pasa por las inmediaciones de Collado Mediano.

Es espesor medio de estos diques es de tres metros con un recorrido inferior a cinco kilómetros.

Estos diques son a excepción de los filones de cuarzo, los más tardíos de todos los que se han distinguido en esta Hoja, ya que en las inmediaciones de Cabeza Mediana se observan relaciones de intersección con los diques de pórfido norteados.

Son corrientes y muy características de estos diques, las estructuras amigdalares. Estas

amígdalas de forma subesférica y con tamaños de hasta 8 cm, consisten en un núcleo de calcita y cuarzo, envuelto en anillos concéntricos de clorita, feldespato potásico y albita, éstos, a su vez, están rodeados por una corona consistente en un agregado de epidota, actinolita-tremolita, clorita, opaco y esfena.

Estos diques contienen gran cantidad de enclaves de naturaleza muy variada. Los más abundantes son los del propio material granítico encajante. También son frecuentes los enclaves de otros pórfidos monzoníticos, enclaves microgranulares tonalíticos (gabarrós) y otros de composición gabroídea. La proporción de enclaves en estos diques es la más alta de todo el conjunto filoniano.

Texturalmente son rocas holocristalinas e hipidiomorfas en las que destacan xenocristales de cuarzo y abundantes fenocristales de plagioclasa y cuarzo (estos últimos sólo en los tipos más diferenciados), inmersos en una matriz microcristalina, intergranular en los tipos más básicos y protoesferulítica en los ácidos.

Composicionalmente los términos más evolucionados están constituidos por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita. Los diques más básicos (cuarzo-dioríticos), contienen además de plagioclasa, clinopiroxeno (diópsido augítico), biotita y anfíbol adicional. Los accesorios son apatito muy abundante, al igual que allanita, y en menor proporción opacos y circón.

La plagioclasa se presenta en todos los tipos como fenocristales idiomorfos y agregados en sinneusis, poco zonados y con una composición de An_{20-35} . En los tipos más básicos se encuentran núcleos con bordes irregulares de reabsorción. Asimismo, la plagioclasa es componente de la matriz, donde forma cristales idiomorfos, a veces con cierta disposición orientada traquítica (en los términos más básicos).

El cuarzo se presenta como xenocristales en todos los términos de la serie, aunque se han observado fenocristales idiomorfos en los pórfidos de composición monzonítica. Al igual que en otros pórfidos, el cuarzo se presenta también en la matriz, aunque naturalmente más abundante en los términos más ácidos.

El feldespato potásico, aunque forma fenocristales idiomorfos en los tipos monzoníticos, es siempre más abundante en la matriz, estando prácticamente ausente en los tipos cuarzo-dioríticos.

La biotita se presenta raramente como fenocristal y más corrientemente como agregados microglomeroporfídicos o en pequeñas láminas alotriomorfas que definen, junto con la plagioclasa, la textura intergranular.

El clinopiroxeno y el anfíbol se observan sólo restringidos a los términos más básicos. Forman, respectivamente, fenocristales subidiomorfos zonados y maclados y fenocristales poiquilíticos, con inclusiones de plagioclasa. En la matriz el piroxeno es más alotriomorfo que el anfíbol, estando frecuentemente uralitizado.

El grado de alteración experimentado por estas rocas es medio-alto llegando a ser extremo en los tipos más básicos, de ahí que la proporción de clorita, esfena, sericita, talco, rutilo, epidota y carbonatos sea en algunos casos muy destacable.

Cuarzo (6)

Los diques de cuarzo existentes en la Hoja se distribuyen mayoritariamente en dos enjambres, que se sitúan, respectivamente, al O de Cercedilla y al E de Cerceda. El primero de estos haces está constituido por aproximadamente una decena de diques de dirección N 10-20° E y recorrido de hasta tres kilómetros. El segundo haz, menos denso que el anteriormente descrito, está integrado por 4-6 diques de dirección prácticamente N-S y longitud de afloramiento continuo inferior a dos kilómetros.

Asimismo, se ha observado en las inmediaciones del término de Los Molinos un dique de cuarzo de dirección N3-° E y recorrido continuo de 6-7 kilómetros.

En conjunto, todos estos diques de cuarzo, cuya anchura no supera los 3-4 m, parecen sellar desgarres dextrales probablemente tardihercínicos.

3.2. CONDICIONES METAMORFICAS

3.2.1. Metamorfismo regional

El estudio del metamorfismo regional en esta Hoja se ve dificultado por la pobreza paragenética de las rocas. No obstante, y al igual que en el resto del Guadarrama, existe evidencia suficiente de una evolución en el tiempo de las condiciones regionales de presión (PL) y de temperatura (T).

Por un lado, la existencia de relictos de distena, en Cerceda, y de granate rico en almandino en casi todas las litologías (VILLASECA, 1984), apunta hacia el primer evento o etapa metamórfica (M_1), en régimen de presiones intermedias por encima del punto invariante del sistema Al_2SiO_5 .

Asimismo, la formación posterior de cordierita, principalmente en las litologías mesócratas (metapelitas y neises langulares mesócratos), acompañada por abundante sillimanita, indica unas nuevas condiciones metamórficas de más baja presión (evento o etapa metamórfica M_2). La sucesión de transformaciones minerales observadas en el macizo de Cerceda, distena —andalucita— sillimanita, sugiere además que las trayectorias P-T, seguidas por las rocas de la Hoja durante M_2 , pasaron, al menos en Cerceda, por debajo del punto invariante del sistema Al_2SiO_5 (Fig. 4). En cualquier caso, durante M_2 la región estuvo sometida a presiones litostáticas inferiores a las de M_1 con temperaturas en aumento progresivo, alcanzándose condiciones de alto grado con desaparición de moscovita y comienzo de migmatización en rocas de quimismo adecuado. Esto último parece probable en el caso de los ortoneises glandulares graníticos y de los leuconeises. Estas rocas tienen quimismo peraluminico y son semejantes a las que afloran en grado medio en la región de Buitrago de Lozoya e Hiendelaencina al este de la Hoja, y que contienen moscovita, a veces abundante, como mineral primario (BELLIDO *et al.*, 1981). El hecho petrográfico de que toda la moscovita presente en las rocas metamórficas de esta Hoja sea histerógena, indica que este mineral desapareció durante el metamorfismo progrado, transpasándose el límite del grado alto (WINKLER, 1974).

Estos dos eventos metamórficos, M_1 y M_2 , han sido reconocidos de antiguo en el Guadarrama y correlacionados con la evolución metamórfica también en dos eventos o etapas

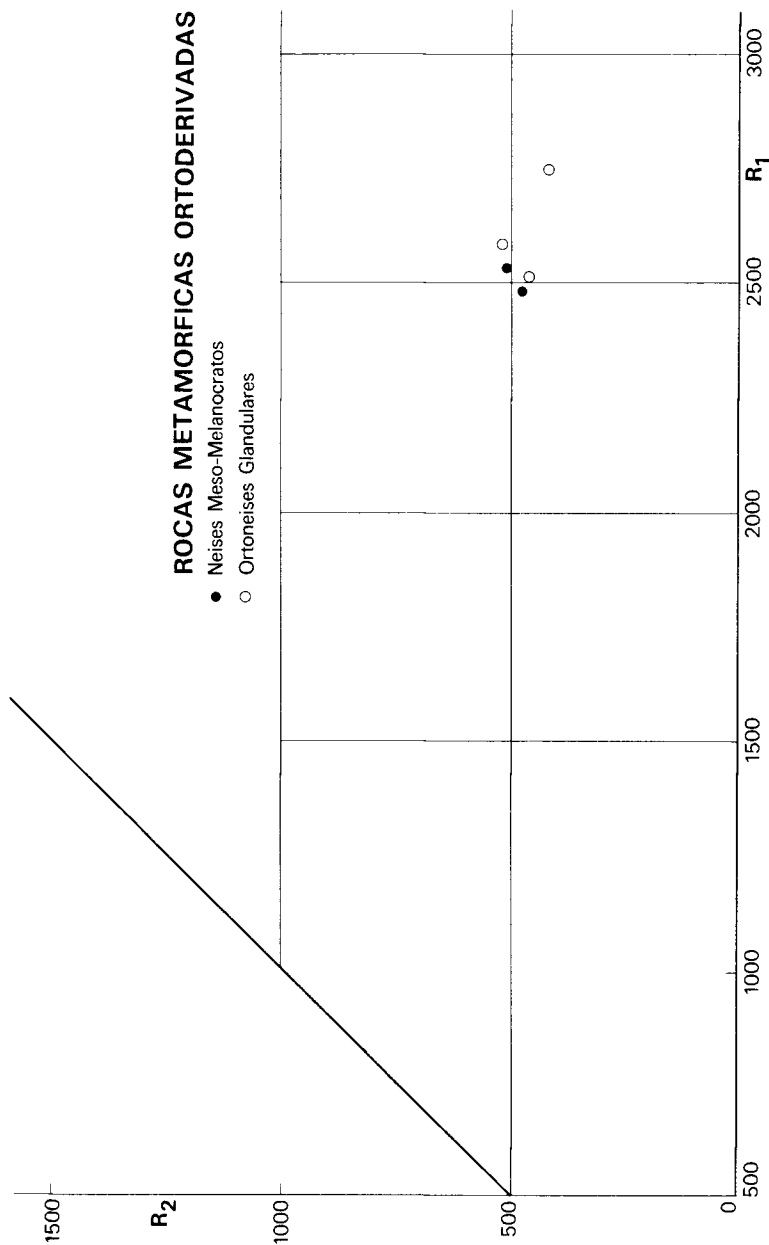


Figura 5. Diagrama R_1 - R_2 de DE LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para las rocas metamórficas ortoderivadas.

progresivas en el tiempo, que se observan en la región de Buitrago-Somosierra (FUSTER *et al.*, 1974; LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975; BELLIDO *et al.*, 1981). Asimismo, el metamorfismo regional se ha considerado tradicionalmente como hercínico, aunque recientemente CASQUET y NAVIDAD (1985) cuestionan esta generalización, al menos para parte del Guadarrama.

La evolución metamórfica retrógrada, caracterizada por la formación de minerales histerógenos, transforma en mayor o menor grado las paragénesis generadas durante la evolución metamórfica progradada. VILLASECA (1983) las incluye a efectos de sistemática dentro del que denomina metamorfismo M_3 . Los efectos de M_3 , principalmente moscovitización, tiene lugar en condiciones de grado medio y van seguidos, ya en bajo grado, por otros tales como cloritización de la biotita, pinnitización de la cordierita, sericitización, etc.

Las relaciones temporales entre M_1 , M_2 y M_3 con las deformaciones constituyen uno de los puntos más problemáticos debido, entre otros, a los problemas de interpretación y correlación de las deformaciones observadas. Las observaciones efectuadas en esta Hoja conducen a las siguientes interpretaciones.

- El metamorfismo M_1 , es claramente anterior, por lo menos al desarrollo de la S_2 . La existencia de sillimanita sobre S_1 sugiere además que la formación de distena fue anterior o temprana con relación al desarrollo de dicha estructura.
- La cordierita observada parece en todos los casos disponerse sobre los planos S_2 con orientación dimensional de los nódulos (lineación mineral L_2 coincidente con la lineación de estiramiento de esta fase). Esto sugiere que el tránsito M_1 - M_2 tiene lugar con anterioridad o tempranamente respecto al desarrollo de la S_2 , lo que se ve confirmado por el análisis
- Las condiciones migmatíticas parecen claramente alcanzadas durante el desarrollo de la S_2 , con formación de bandeados composicionales concordantes con dicha estructura. Estas condiciones debieron persistir bastante en el tiempo en esta zona estructuralmente profunda del Sistema Central, como han propuesto CAPOTE *et al.* (1981) y CASQUET y NAVIDAD (1985), en base a las estructuras nebulíticas y crocidíticas. Estas condiciones debieron de persistir hasta después de la F_3 retrovergente que se observa en la región de Buitrago de Lozoya.
- La historia retrógrada se inicia, pues, tardíamente en un momento todavía no bien establecido en esta zona, pero coincidentemente con el levantamiento isostático de la cadena (VILLASECA 1983; CASQUET y NAVIDAD, 1985; CASQUET, 1986). La entrada de fluidos, principalmente agua, requerida para la formación de la mayoría de los minerales histerógenos, debió de estar controlada por las discontinuidades tectónicas anteriores, ya que, como se ha visto, se ha podido constatar un aumento en la intensidad de las transformaciones en las bandas de cizalla dúctil.

3.2.2. Metamorfismo de contacto

Debido a que durante el metamorfismo regional se alcanzaron condiciones de alto grado en toda la región que abarca esta Hoja, las transformaciones minerales provocadas por las intrusiones graníticas están probablemente desarrolladas.

Los efectos más significativos se han observado en la parte noroccidental de la Hoja, en relación con el macizo granítico de la Peña del Hombre. Se trata de la formación de andalucita y cordierita, así como otros efectos secundarios, tales como recristalización del cuarzo de la mesostasia. Estos efectos parecen ser más intensos en la zona de cúpula que en los flancos del plutón, ya que todas las muestras con metamorfismos de contacto significativo proceden de la parte alta (cuerda del Pasapán-Camorcho).

Las condiciones P-T del metamorfismo de contacto son difíciles de establecer en base a la sola evidencia petrográfica. La formación de cordierita indica que dichas condiciones se situaron, por lo menos, por encima del límite grado bajo-medio en una zona relativamente extensa.

3.3. GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

En el tratamiento general de los datos sobre composición química de la Hoja se utilizan, para los elementos mayores los parámetros:

$$R1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

de DE LA ROCHE *et al.* (1980), que son bastante discriminantes en cuanto al ambiente geotectónico de formación de los magmas granitoides (BATCHELOR y BOWDEN, 1985). Para los elementos traza se utilizan las proporciones relativas (reducidas a 100) de Ba, Sr y Rb, los más significativos en las rocas cuarzofeldespáticas (EL BOUSEILY y EL SOKKARY, 1975).

3.3.1. Rocas metamórficas ortoderivadas

Los análisis disponibles de los diferentes tipos de series considerados de procedencia ígnea (Tabla 1) muestran un margen de variación relativamente reducido. Corresponden a rocas de composición granodiorítica-ademellítica con relaciones Or/Ab superiores a la unidad. Tanto el diagrama R1-R2 (Fig. 5) como en el correspondiente a elementos traza (Fig. 6) las muestras se proyectan en el campo de los granitoides postorogénicos formados en ambiente tectónico compresivo con evolución magmática moderada.

Los neises más básicos son, uno de tipo glandular mesócrato (9412) y otro del grupo de ortoneis granítico (9066), los dos del afloramiento cercano a Cerceda; ambos tienen una proporción muy elevada de corindón normativo quizá debida a la existencia en estos neises de numerosos xenolitos o restitas de rocas metasedimentarias. El resto de los tipos analizados son también relativamente peraluminicos (C = 3%) como es usual en los ortoneises del Sistema Central y, en general, en los ortoneises hercínicos.

Las anfibolitas asociadas a los neises glandulares (Tabla 1, 9297) son rocas de composición basáltica toleítica ligeramente sobresaturadas en sílice. Representan probablemente a un episodio básico distensivo posterior a los granitoides y anterior a las deformaciones y metamorfismo hercínicos.

TABLA 1

	9297	9412	9066	9139	9140	9244
SiO ₂	49,49	66,40	66,71	66,97	70,33	71,73
Al ₂ O ₃	16,83	16,73	16,47	15,50	15,06	14,87
Fe ₂ O ₃	1,84	0,77	0,80	0,59	0,49	0,49
FeO	9,21	3,87	3,99	2,95	2,43	2,43
MgO	4,83	1,51	2,11	0,46	0,81	0,90
CaO	9,62	0,99	0,86	1,40	1,12	0,78
Na ₂ O	0,66	2,09	2,24	2,78	2,39	2,60
K ₂ O	1,99	4,28	3,91	4,61	5,28	4,32
MnO	0,14	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04
TiO ₂	3,48	0,68	0,72	0,58	0,45	0,38
H ₂ O	0,88	2,17	1,20	0,78	1,34	1,21
Q	8,01	31,00	31,19	30,62	31,07	35,46
Or	11,76	25,29	23,11	27,24	31,20	25,53
Ab	5,58	17,69	18,96	23,52	20,22	22,00
An	37,08	4,91	4,27	6,95	5,56	3,87
Di	8,75					
Hy	17,63	9,22	10,82	5,21	5,41	5,75
Mt	2,67	1,12	1,16	0,86	0,71	0,71
Il	6,61	1,29	1,37	1,10	0,85	0,72
C		6,86	6,99	3,39	3,38	4,50
Rb	90	210	180	160	150	220
Sr	620	160	150	130	120	100
Ba	460	1.300	670	770	790	450

Rocas metamórficas ortoderivadas. Anfibolita: 9297. Neis glandular: 9412. Neis Tipo Cerceda: 9066. Ortoneis glandulares: 9139, 9140, 9244.

3.3.2. Rocas ígneas hercínicas

3.3.2.1. Tonalitas deformadas (Tipo La Jarosa)

En la Sierra de Guadarrama oriental las rocas básicas o intermedias previas a las grandes intrusiones granitoides son muy escasas. La tonalita de La Jarosa (núm. 9209, Tabla 2) considerada la más antigua dentro de las rocas de este grupo es el único tipo claramente metaaluminico de toda la serie. Dada la falta de términos intermedios entre estos tipos y el resto de los granitoides posteriores resulta difícil establecer relaciones genéticas entre ambos grupos.

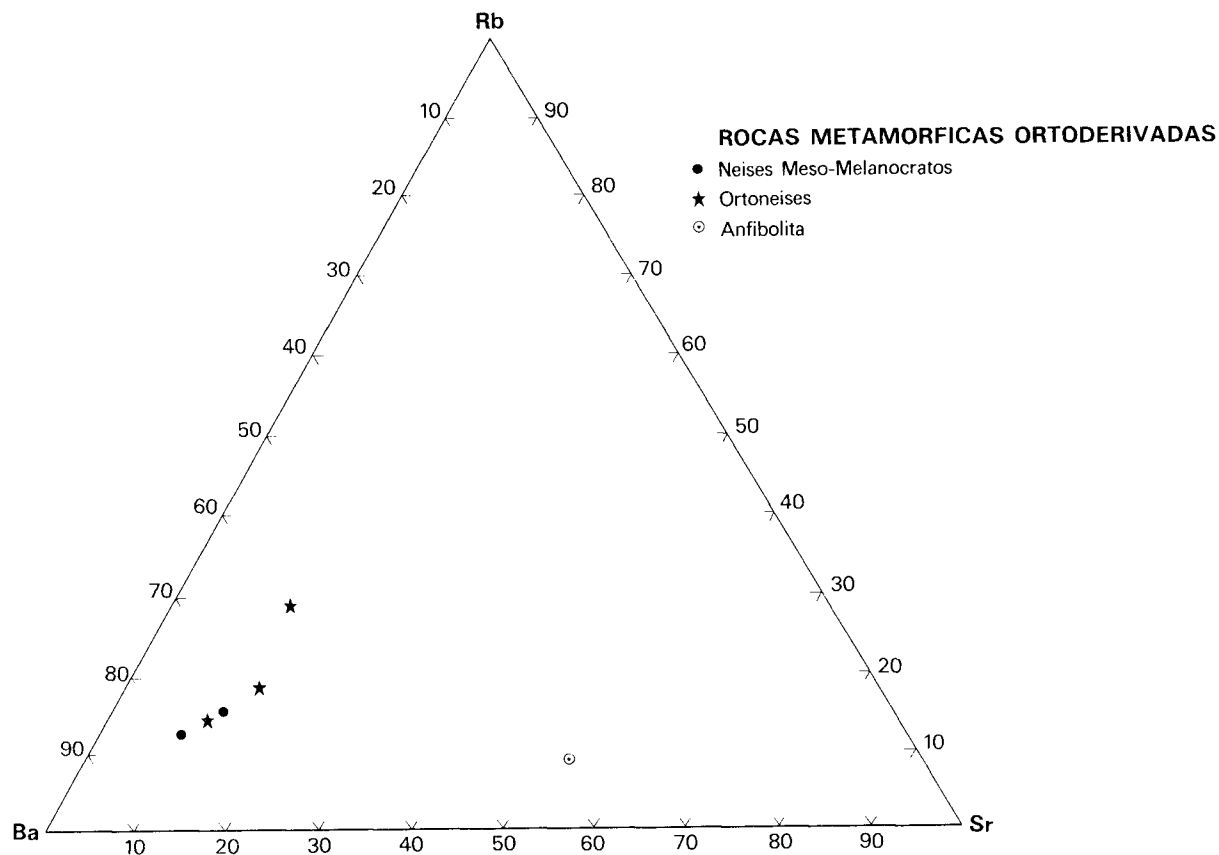


Figura 6. Diagrama triangular Rb,Sr,Ba, para las rocas metamórficas ortoderivadas.

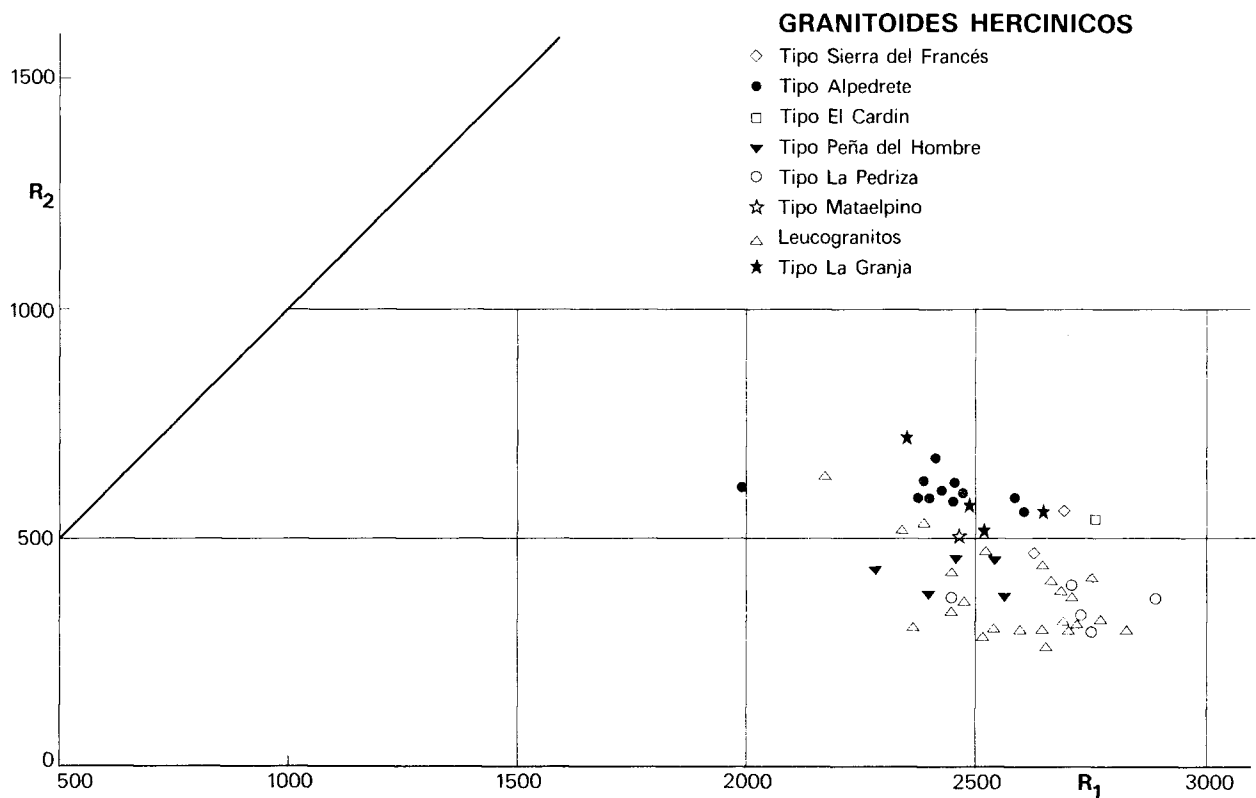


Figura 7. Diagrama R₁-R₂ de DE LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para los granitoides hercínicos.

3.3.2.2. Adamellitas con cordierita (Tipo Alpedrete)

Este tipo granitoide presenta una considerable homogeneidad composicional (Tabla 2). En conjunto se caracteriza por tener una proporción de SiO₂ inferior al 70 por 100 relaciones Or/Ab algo inferiores a la unidad y carácter peraluminico moderado, pues el corindón normativo en general, es inferior al 2 por 100. Son análogos a las rocas de este grupo de la Hoja de El Espinar (definidas como facies de El Espinar) y a las de la Hoja de Las Navas del Marqués (facies Hoyo de Pinares). La roca núm. 9203, cercana al contacto con los granitos porfídicos se aparta algo de la tónica general, tanto por su menor contenido en sílice como por la proporción relativamente elevada de corindón normativo, debido a la presencia relativamente elevada de cordierita.

En conjunto, las rocas de esta facies presentan una dispersión reducida de composición, tanto en elementos mayores como en elementos traza, proyectándose en los diagramas en sectores bastante concretos. En el diagrama R1-R2 (Fig. 7) el centro de gravedad de la

TABLA 2													
	9209	9514	9203	9029	9211	9204	9028	9205	9027	9023	9022	1	9021
SiO ₂	57,93	72,53	65,57	67,96	78,72	68,80	68,80	38,89	62,22	69,39	69,94	70,20	70,22
Al ₂ O ₃	17,96	14,14	16,77	15,90	15,27	15,91	15,50	15,37	15,43	15,29	15,44	16,40	15,03
Fe ₂ O ₃	1,02	0,41	0,55	0,54	0,46	0,40	0,50	0,48	0,51	0,46	0,47	0,39	0,45
FeO	5,08	2,03	2,73	2,71	2,31	2,39	2,49	2,42	2,53	2,28	2,37	1,95	2,23
MgO	3,62	0,56	1,33	1,20	0,95	0,87	1,11	1,11	0,96	0,93	1,00	0,71	0,93
CaO	7,22	1,58	2,07	2,89	2,224	2,14	2,47	2,14	2,57	2,37	2,18	1,92	2,36
Na ₂ O	2,89	3,03	3,71	3,31	3,29	3,24	3,36	3,26	3,33	3,31	3,40	3,00	3,28
K ₂ O	2,17	4,50	4,54	3,57	3,97	3,79	3,92	4,12	3,74	3,99	3,01	4,00	3,62
MnO	0,11	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
TiO ₂	0,75	0,31	0,51	0,53	0,39	0,51	0,47	0,41	0,57	0,43	0,46	0,16	0,42
P ₂ O ₅	0,12		0,16	0,12	0,09	0,17	0,12	0,15	0,15	0,10	0,09		0,08
H ₂ O	1,00	0,62	1,12	0,87	0,87	0,92	0,83	0,75	0,86	0,86	0,97	0,52	0,86
Q	10,06	32,10	18,88	25,68	26,91	28,56	26,05	26,75	27,47	27,22	28,16	30,85	29,64
Or	12,82	26,59	26,83	21,10	23,46	22,40	23,17	24,35	22,10	23,58	22,52	23,74	21,39
Ab	24,46	25,64	31,39	28,01	27,84	27,42	28,43	27,59	28,10	28,01	28,77	25,39	27,76
An	29,63	7,84	9,23	13,55	10,53	9,51	11,47	9,64	11,77	11,111	10,23	9,53	11,19
Di	4,45												
Hy	14,28	4,38	7,18	6,76	5,70	5,43	6,26	6,25	5,79	5,52	5,81	4,87	5,46
Mt	1,48	0,59	0,80	0,78	0,67	0,70	0,72	0,70	0,74	0,67	0,68	0,57	0,65
Il	1,42	0,59	0,97	1,01	0,74	0,97	0,89	0,78	1,08	0,82	0,87	0,30	0,80
Ap	0,20		0,37	0,28	0,21	0,39	0,28	0,35	0,35	0,23	0,21		0,19
C		1,41	2,37	1,62	1,70	2,99	1,53	2,02	1,59	1,46	1,97	3,72	1,62
Rb	80	230	253	168	208	202	158	211	161	159	161		164
Sr	210	90	144	192	139	140	171	158	192	179	169		165
Ba	378	400	426	468	415	361	510	478	531	510	484		490

Tonalita (Tipo La Jarosa): 9209. Adamellitas porfídicas orientadas (Tipo Sierra del Francés): 9514. Adamellitas (tipo Alpedrete): 9203, 9029, 9211, 9204, 9028, 9025, 9027, 9023, 9022, 1, 9021.

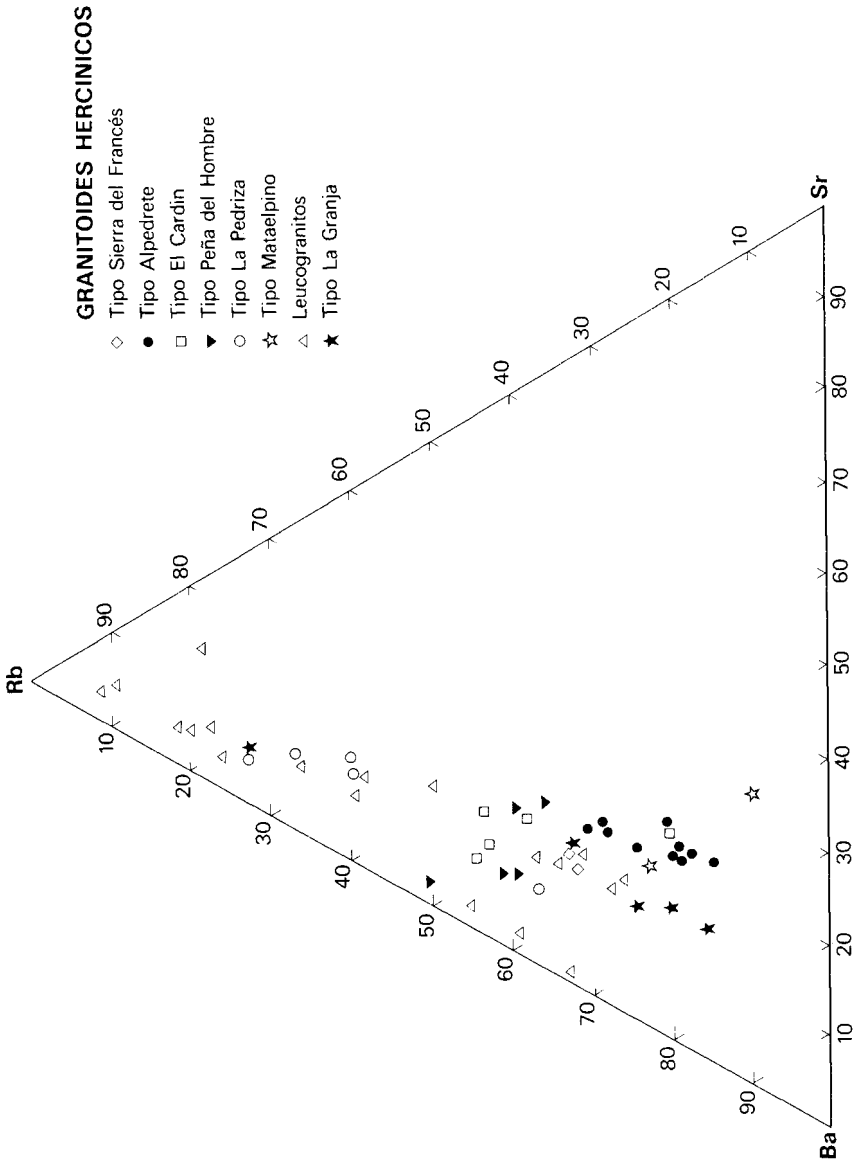


Figura 8. Diagrama triangular Rb,Sr,Ba, para los granitoides hercínicos.

nube de puntos queda situado por encima del valor 500 de R-2 para valores de R-1 inferiores a 2.500, sector frecuente en los granitos tardi-orogénicos. En el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 8) se alinean claramente marcando una pauta de fraccionamiento con aumento progresivo de Rb para contenidos relativos de Sr prácticamente constantes, en torno al 20 por 100, más elevados que el del resto de los granitoides. Estos valores corresponden composicionalmente a las rocas granodioríticas, aunque quedan en buena parte dentro del campo de los denominados «granitos anómalos» por EL BOUSEILY y EL SOKKARY (1975).

3.3.2.3. *Adamellitas porfídicas orientadas (Tipo Sierra del Francés)*

Son granoitoides (Tabla 2) bastante silíceos con relaciones Or/Ab cercanas a la unidad y con carácter peraluminico moderado. A juzgar por los dos análisis disponibles puede existir dentro de ellos una variabilidad debida tanto a la proporción de fenocristales de feldespato alcalino como a la mayor o menor proporción de biotita.

En los diagramas (Fig. 7 y 8) los granitoides de este grupo parecen estar relacionados con las adamellitas de Alpedrete, situándose en sectores de rocas algo más diferenciados. Probablemente están relacionados genéticamente con ellos, aunque las de Alpedrete, por estar menos orientadas, representarían una intrusión ligeramente posterior.

3.3.2.4. *Granitos con cordierita (Tipos Cardín, Peña del Hombre y Mataelpino)*

Aunque pertenecen a macizos diferentes, todos estos tipos presentan considerables analogías composicionales (Tabla 3).

Prácticamente todos tienen contenidos en sílice superiores al 70 por 100 y lógicamente proporciones de corindón normativo cercanas o superiores al 2 por 100, consecuencia de la presencia en estos tipos de cordierita y otros minerales aluminicos. En todos ellos la relación Ab/Or es cercana a la unidad con proporciones de albita normativa poco variable, mientras que la ortosa presenta mayores oscilaciones. El contenido en componentes ferromagnesianos es siempre bajo, con valores HY siempre por debajo del 5 por 100.

Las rocas del Cardín (9212, 9030) y Mataelpino (9025) son moderadamente peraluminicas, mientras que las de Peña del Hombre (9104, 9105, 9103, 9107 y 9106) siempre tienen cerca del 3 por 100 de alúmina libre, consecuencia de la proporción elevada de silicatos aluminicos en su composición petrográfica.

En los diagramas (Fig. 7 y 8), las rocas de estos tres grupos se proyectan en un sector intermedio entre las adamellitas tipo Alpedrete y las rocas más diferenciadas o evolucionadas que se trataran a continuación. El granito de Mataelpino queda prácticamente encajado entre las adamellitas de Alpedrete. Los de Peña del Hombre señalan, en cambio, una tendencia específica con escasa variación del parámetro R-2. Los de Cardín prolongan hacia sectores más diferenciados la concentración relativamente alta de Sr.

TABLA 3

	9212	9030	9104	9105	9103	9107	9106	9024	9071	2	9026	9202	9025
SiO ₂	69,36	74,06	70,75	71,71	72,36	72,79	73,62	74,02	74,83	75,80	76,09	76,24	70,24
Al ₂ O ₃	15,23	13,93	15,43	14,85	15,10	14,38	14,27	13,57	13,27	14,03	12,26	13,03	14,77
Fe ₂ O ₃	0,46	0,27	0,14	0,26	0,26	0,27	0,26	0,28	0,26	0,21	0,22	0,18	0,39
FeO	2,31	1,36	0,69	1,30	1,29	1,33	1,28	1,41	1,29	1,07	1,11	0,91	1,94
MgO	0,95	0,38	0,38	0,59	0,56	0,29	0,47		0,40	0,17	0,15		0,61
CaO	2,42	0,89	0,99	1,17	1,22	0,74	0,66	0,91	0,93	0,73	0,57	0,71	1,77
Na ₂ O	3,40	3,33	3,67	3,79	3,73	3,42	3,32	3,56	3,24	2,95	3,21	3,46	3,30
K ₂ O	3,75	4,40	4,76	3,91	3,98	5,10	4,81	5,04	4,64	4,64	4,86	4,60	4,12
MnO	0,11	0,06	0,05	0,06	0,10	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05
TiO ₂	1,40	0,22	0,11	0,30	0,08	0,14	0,13	0,17	0,17	0,16	0,14	0,15	0,36
P ₂ O ₅	0,13	0,06	0,25	0,20	0,14	0,19	0,22	0,01					0,13
H ₂ O	0,62	0,89	1,21	0,90	1,12	0,99	0,82	0,65	0,79	0,52	0,52	0,81	0,86
Q	28,26	34,32	28,72	30,99	31,37	30,95	33,49	31,11	34,75	38,34	36,60	36,06	29,69
Ok	22,16	26,48	28,13	23,11	23,52	30,14	28,43	29,79	27,42	27,42	28,72	27,66	24,35
Ab	28,77	28,18	31,06	32,07	31,56	28,94	28,09	30,13	27,42	24,96	27,16	29,28	27,92
An	11,16	4,02	3,28	4,50	5,14	2,43	1,84	4,45	4,61	3,62	2,83	3,52	7,93
Hy	3,99	2,97	2,01	3,42	3,60	2,78	3,17	2,17	2,94	2,01	2,07	1,37	4,26
Mt	0,67	0,39	0,20	0,38	0,38	0,39	0,38	0,41	0,38	0,30	0,32	0,26	0,57
Il	2,81	0,42	0,21	0,38	0,15	0,27	0,25	0,32	0,32	0,30	0,27	0,20	0,68
Ap	0,30	0,14	0,50	0,46	0,32	0,44	0,51	0,02					0,30
C	1,49	2,13	3,04	2,73	2,77	2,34	2,93	0,63	1,23	2,83	0,68	0,98	1,97
Rb	176	233	246	208	245	265	264	247	270	231	233	297	184
Sr	200	93	128	135	13	58	58	56	50	28	16	48	139
Ba	507	285	256	244	229	251	329	369	130	89	71	155	478

Adamellitas, Granitos con cordierita (Tipo Cardín-Los Molinos): 9212, 9030. Granitos con cordierita (Tipo Peña del Hombre): 9104, 9105, 9103, 9107, 9107, 9106. Leucogranitos grano grueso (Tipo Pedriza): 9024, 9071, 2, 9026, 9202. Granito con cordierita (Tipo mataelpino): 9025.

3.3.2.5. *Leucogranitos*

Aunque las rocas de esta composición forman macizos emplazados en diferentes momentos de la secuencia granitoide, en conjunto tienen características bastante definidas. Todos ellos (Fig. 8) se proyectan en el campo de los «granitos fuertemente diferenciados», con enriquecimiento progresivo de Rb para valores relativos de Sr variables entre estrechos límites. Igualmente (Fig. 7) la proporción de Ca, Mg y Al (R-2) se mantienen en valores bajos (en torno a 400), sin que se puedan discriminar en este diagrama diferencias significativas entre unos y otros macizos.

Los leucogranitos de grano grueso tipo La Pedriza (Tabla 3) son todos ellos bastantes análogos, con relaciones Or/Ab ligeramente inferiores a la unidad y exceso de alúmina reducido. Su proporción de SiO₂ es siempre muy elevada (>75%).

Del único macizo en que se dispone de datos suficientes es del de Cabeza Mediana (Tabla 4) en el que se ha deducido una variación continua entre leucadamellitas pobres en Sr y leucogranitos con enriquecimiento extremo en Rb (Tabla 4). Todos ellos son moderadamente peraluminicos. En el trabajo de FUSTER y HUERTAS (1984) se puede encontrar información sobre la variación de estos granitoides.

Otros leucogranitos de menor extensión superficial son los de Cabeza Lijar (9101, 9210, Tabla 4) y Cabeza Reina (9207, 9206), relativamente ricos en Na. Estos dos últimos y los del Puerto de Navacerrada (9102) y de Los Molinos (9213) son bastante peraluminicos, teniendo en cuenta su elevada proporción de SiO₂.

3.3.2.6. Adamellitas (Tipo La Granja)

Las rocas de este grupo (Tabla 4) presentan un espectro composicional relativamente amplio. Se diferencian de los demás tipos estudiados por presentar contenidos en CaO, relativamente elevados y valores de corindón normativo más bajo que lo usual teniendo en cuenta su grado de acidez. Incluso una de las rocas (9273) es metalumínica (diópsido normativo). Todos estos rasgos son consecuencia de la existencia de anfíboles esporádicos, además de biotita, entre los minerales ferromagnesianos y de plagioclasas relativamente ricas en anortita entre los minerales feldespáticos. Los análisis (Fig. 7 y 8) se proyectan según líneas bastante definidas que sugieren la existencia de un proceso de diferenciación controlado fundamentalmente por el fraccionamiento de anfíbol y quizá de la plagioclasa; también puede intervenir en esta seriación la mayor o menor acumulación de los fenocristales de feldespato alcalino, que es bastante variable dentro del macizo.

3.3.2.7. Rocas filonianas

Los diques de pórfidos analizados corresponden a tipos graníticos (9018) y adamellíticos (9019, 9020) tienen una composicional normal para este grupo de rocas, con relaciones Or/Ab algo menores que la unidad. Son, como los granitos encajantes, moderadamente peraluminicos. Los tres diques analizados corresponden a los orientados en dirección N-S.

En el trabajo de FUSTER (1959) existe un análisis químico de una roca básica del grupo de las microdioritas de las proximidades del Puerto de Navacerrada.

3.3.3. Consideraciones generales sobre la evolución de las rocas ígneas

Si se comparan simultáneamente las figuras en las que se han presentado los parámetros de rocas ígneas metamorizadas (Fig. 5 y 6) con las correspondientes a las rocas ígneas hercínicas poco o nada deformadas se llega a la conclusión de que ambos grupos coinciden a grandes rasgos en su evolución.

El magmatismo en este sector del Sistema Centra se ha establecido en dos ciclos análogos caracterizados por la abundancia de rocas ígneas granitoides peraluminicas, siendo excep-

TABLA 4

	9005	9011	9006	9010	9016	9013	9003	9012	9009	9004	9002	9015	9007	9009	9014
SiO ₂	66,68	69,40	70,43	71,74	70,03	73,32	73,27	74,05	74,41	74,52	75,09	74,81	74,99	75,85	75,93
Al ₂ O ₃	15,56	14,59	14,98	14,04	13,02	13,83	13,57	13,60	14,42	13,03	13,03	13,55	13,46	13,46	13,42
Fe ₂ O ₃	0,68	0,52	0,47	0,36	0,19	0,31	0,28	0,36	0,19	0,24	0,22	0,27	0,16	0,14	0,20
FeO	3,42	2,58	2,34	1,81	0,97	1,54	1,40	1,78	0,95	1,21	1,08	1,33	1,81	0,72	1,02
MgO	1,13	0,87	0,55	0,59	0,17	0,34	0,26	0,21	0,12	0,33	0,12	0,19	0,15	0,31	0,14
CaO	2,48	1,93	1,88	1,53	0,44	1,42	1,24	1,29	0,38	0,87	0,54	0,92	0,25	0,20	0,44
Na ₂ O	3,83	3,11	3,04	3,25	3,29	3,54	3,42	2,94	3,63	3,16	3,30	3,23	3,79	3,86	3,35
K ₂ O	3,30	4,45	5,12	4,45	4,83	3,99	4,05	4,59	4,78	4,70	4,71	4,63	4,39	4,32	4,81
MnO	0,10	0,08	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05
TiO ₂	1,46	0,56	0,46	0,33	0,11	0,10	0,08	0,27	0,10	0,08	0,13	0,20	0,08	0,11	0,11
P ₂ O ₅	0,35	0,19	0,16	0,13	0,12	0,11	0,01	0,08	0,35	0,13	0,05	0,05	0,13	0,08	0,01
H ₂ O	1,06	0,83	0,70	0,63	0,60	0,47	0,95	0,83	0,95	0,42	0,50	0,52	0,71	0,82	0,72
Q	24,17	27,77	27,27	30,83	33,85	32,83	33,81	35,32	34,13	35,26	35,91	35,28	35,15	35,70	36,17
Or	19,50	26,30	30,26	26,30	28,54	23,58	23,93	27,13	28,25	27,78	27,83	27,36	25,94	25,53	28,43
Ab	32,41	26,32	25,72	27,50	27,84	29,96	28,94	24,88	30,72	26,74	27,92	27,33	32,07	32,66	28,35
An	10,02	8,33	8,28	6,74	1,40	7,04	6,09	5,88	3,47	3,47	2,35	4,24	0,39	0,47	2,12
Hy	6,31	5,70	4,63	4,06	1,96	3,21	2,95	3,10	1,81	2,81	1,98	2,47	1,69	1,87	1,97
Mt	0,99	0,75	0,68	0,52	0,28	0,45	0,41	0,52	0,28	0,35	0,32	0,39	0,23	0,20	0,29
Il	2,77	1,06	0,87	0,63	0,21	0,34	0,15	0,51	0,19	0,15	0,25	0,38	0,15	0,21	0,21
Ap	0,81	0,44	0,37	0,30	0,28	0,02	0,02	0,19	0,67	0,30	0,12	0,12	0,30	0,19	0,92
C	2,02	1,60	1,40	1,41	1,87	1,11	1,33	1,64	3,27	1,47	1,64	1,67	2,33	2,26	1,93
Rb	254	252	242	222	314	193	247	249	354	258	335	309	368	356	338
Sr	13	116	108	99	16	109	13	89	37	13	24	51	13	16	15
Ba	497	542	482	376	62	437	369	380	140	301	73	169	22	24	62

Leucogranitos del Macizo de Cabeza Mediana: Todos los análisis.

TABLA 4 (Continuación)

	9001	9017	9213	9207	9206	9102	9201	9210	9273	9208	9200	3	9020	9019	9018
SiO ₂	76,07	76,87	71,84	72,74	73,50	72,71	75,60	76,50	67,79	69,78	71,66	72,00	68,76	69,38	72,59
Al ₂ O ₃	13,32	13,04	14,76	14,22	14,01	13,91	12,82	12,87	15,58	14,54	14,51	14,05	14,99	15,24	14,14
Fe ₂ O ₃	0,21	0,21	0,33	0,23	0,26	0,18	0,21	0,12	0,60	0,50	0,47	0,42	0,55	0,51	0,33
FeO	1,04	1,03	1,66	1,13	1,28	0,08	1,07	0,60	3,01	2,51	2,37	2,08	2,75	2,53	1,65
MgO	0,03	0,16	0,59	0,36	0,37	0,21	0,03	0,03	0,98	0,73	0,38	0,91	0,76	0,54	0,40
CaO	0,54	0,37	1,08	0,42	0,65	0,25	0,68	0,14	3,45	2,48	2,01	2,24	2,60	2,35	1,33
Na ₂ O	3,27	3,23	3,30	2,83	3,31	3,68	3,30	4,04	3,26	3,04	3,27	3,45	3,23	3,35	3,47
K ₂ O	4,95	4,78	4,76	5,77	5,09	5,16	4,51	4,22	3,86	4,23	4,30	3,66	4,00	4,18	4,34
MnO	0,11	0,06	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06	0,12	0,06	0,05	0,05	0,06	0,08	0,06	0,06
TiO ₂	0,08	0,09	0,31	0,23	0,26	0,07	0,01		0,53	0,47	0,25	0,33	0,51	0,49	0,26
P ₂ O ₅	0,01		0,15	0,19	0,14	0,25			0,07	0,07	0,06	0,08	0,14	0,15	0,10
H ₂ O	0,70	0,45	0,76	1,68	1,24	1,01	0,74	0,65	0,56	0,62	0,59	0,55	0,77	0,79	0,87
Q	36,11	37,99	20,59	32,58	32,40	31,57	36,78	35,94	23,39	28,10	29,82	20,61	26,57	26,87	31,52
Or	29,25	28,25	28,13	34,10	30,08	30,49	26,65	24,94	27,81	25,00	25,41	21,63	23,64	24,70	25,65
Ab	27,67	27,33	27,92	23,95	28,01	31,14	27,92	34,19	27,59	25,72	27,67	29,19	27,33	28,35	29,36
An	2,61	1,84	4,38	0,84	2,31		3,37	0,69	16,48	11,85	9,58	10,59	11,99	10,68	5,95
Di									0,54						
Hy	1,88	2,08	3,01	2,46	2,72	1,99	1,96	1,30	6,44	5,33	4,59	5,31	5,79	4,87	3,44
Mt	0,30	0,30	0,48	0,33	0,38	0,26	0,30	0,17	0,87	0,72	0,68	0,61	0,80	0,74	0,48
Il	0,15	0,17	0,59	0,44	0,49	0,13	0,02		1,01	0,89	0,47	0,63	0,97	0,93	0,49
Ap	0,02		0,35	0,44	0,32	0,44				0,16	0,14	0,19	0,32	0,35	0,23
C	1,63	1,88	2,57	3,01	2,21	2,27	1,27	1,40		0,62	0,97	0,97	0,95	1,29	1,56
Rb	334	328	254	325	291	269	349	600	160	172	203	214	240	211	253
Sr	13	25	78	58	69	69	42	102	140	124	103	95	183	147	84
Ba	92	65	354	349	316	201	193	64	700	550	523	348	516	434	243

Leucogranitos del Macizo de Cabeza Mediana: 9001, 9017. Leucogranitos de Los Molinos: 9213. Leucogranitos de Cabeza Reina: 9207, 9206. Leucogranito de Navacerrada: 9102. Leucogranitos de Cabeza Lijar: 9201, 9210. Adamellitas con anfíbol ocasional (Tipo La Granja): 9273, 9208, 9200, 3. Porfidos graníticos: 9020, 9019, 9018.

cionales las rocas con tendencias metaluminosas (ademellitas de La Granja). Aunque cada uno de los macizos y grupos litológicos establecidos tienen lógicamente sus particularidades de detalle, todos ellos corresponden al campo de los granitos tardi-orogénicos de BATCHELOR y BOWDEN (1985).

Aunque los datos cronológicos no permiten establecer aún una escala temporal precisa, la ordenación establecida por criterios fundamentalmente geológicos indica que, a grandes rasgos, el magmatismo evoluciona en el sentido de producir, a medida que pasa el tiempo, materiales menos básicos, más potásicos y, en general, más aluminicos. No es posible a la escala de esta Hoja establecer conclusiones definitivas sobre los mecanismos responsables de esta variabilidad, aunque en buena parte parecen deberse a procesos de fraccionamiento cristalino (anfíbol, biotita y en menor grado plagioclasa).

Existen los siguientes datos isotópicos de las rocas hercínicas (IBARROLA et al., 1986):

	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Adamellitas tipo Alpedrete	0.7084 ± 0.0002
Leucogranitos tipo Pedriza	0.7073 ± 0.0012
Leucogranitos de Cabeza Mediana	0.7113 ± 0.0002
Adamellitas de La Granja	0.7129 ± 0.0003

Todos estos valores son normales para granitos de procedencia cortical; la relación isotópica es más elevada para los leucogranitos de Cabeza Mediana y las adamellitas de La Granja, es decir, los más recientes. Este hecho indica que la procedencia de los magmas dentro de la corteza no es la misma para todas las facies graníticas. El factor de procedencia (anatexis en distintos niveles de la corteza) puede ser responsable en buena media de las diferencias existentes entre los diferentes macizos.

3.4. GEOCRONOLOGIA

No existen datos geocronológicos sobre las rocas metamórficas ortoderivadas de la Hoja de Cerdilla. Por analogías con tipos litológicos análogos de otros sectores del Sistema Central puede suponerse que las rocas ígneas primitivas de estos materiales hicieron intrusión en el Ordovícico inferior, según algunos autores, aunque para otros pudieron hacerlo entre el Cámbrico inferior y Precámbrico superior.

De las rocas ígneas hercínicas, IBARROLA et al. (1986), se han obtenido por el método Rb-Sr, roca total, los siguientes valores:

Adamellitas del sector Moralarzal-Colmenar	327 ± 4 m.a. (2 σ)
Leucogranitos de La Pedriza	305 ± 6 m.a. (2 σ)
Leucogranitos de Cabeza Mediana	291 ± 3 m.a. (2 σ)
Adamellitas tipo La Granja	275 ± 11 m.a. (2 σ)

Estos datos acreditan que los períodos de intrusión granítica en el Sistema Central se han prolongado durante un período de tiempo considerable durante la orogénesis hercínica.

4. TECTONICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las Orogenias Alpina y Hercínica. La primera afecta a la mayor parte de los materiales que la ocupan y da lugar a la fracturación del basamento precámbrico-paleozoico en bloques y a la adaptación a éstos, ya sea mediante pliegues o fallas de los sedimentos mesozoicos, terciarios e, incluso a veces, cuaternarios. Es la responsable del levantamiento del Sistema Central, durante el Neógeno, el cual constituye una gran *horst*. Muchas de las fallas que limitan a este *horst* han funcionado en régimen inverso.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos, que hoy se observan en los materiales precámbrico-paleozoicos. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores, en la mayoría de los materiales metasedimentarios de la región. Solamente en el Afloramiento de Ojos Albos (en la vecina Hoja de El Espinar), donde el metamorfismo es de grado bajo, puede observarse una discordancia entre los metasedimentos ordovícios y los infrayacentes (Capas del Mediana). Esta discordancia es debida a los movimientos sárdicos, los cuales han sido ampliamente reconocidos en la Zona Centro-Ibérica. En ningún caso se han encontrado estructuras penetrativas ligadas a estos movimientos.

4.1. OROGENIA HERCINICA

Todas las estructuras penetrativas que se observan en esta región son resultado de la interferencia de varias fases de deformación hercínicas. Se distinguen tres fases principales que dieron lugar al desarrollo de foliaciones. Las fases posteriores no suelen llevar asociados ningún tipo de esquistosidad, pero producen modificaciones, en algunos casos importantes, en las estructuras ya formadas. También se distinguen dos etapas de fracturación tardihercínica, quizá en parte simultáneas con los últimos episodios de deformación dúctil.

4.1.1. Primera fase de deformación (D_1)

La primera fase de deformación desarrolla una foliación, S_1 , ampliamente representada por toda la región, aunque no se han reconocido estructuras mayores debidas a esta fase. Las deformaciones posteriores la modifican y la reorientan, llegando incluso a borrarla totalmente en algunas zonas. Su dirección y buzamiento actuales son variables, debido a los plegamientos superpuestos.

En los neises glandulares la S_1 es la única estructura penetrativa de esta fase. Rodea siempre a los grandes feldespatos, que algunas veces presentan sombras de presión. No se observan pliegues en estos metagranitos. Por el contrario, en los metasedimentos se ven pliegues a escala de afloramiento atribuibles a esta primera fase. Son pliegues con tendencia isoclinal, sin gran engrosamiento en la charnela, y con foliación S_1 de plano axial. A menudo están modificados por una deformación por cizalla que se desarrolla en uno de sus flancos y que se atribuye a la segunda fase.

4.1.2. Segunda fase de deformación (D_2)

Su característica más notable es la heterogeneidad. Aunque afecta a toda la región, sus efectos se concentran a lo largo de corredores o bandas de cizalla.

En relación con esa fase se desarrolla una fábrica plano-linear subparalela a los contactos litológicos, que únicamente está bien representada en los corredores de cizalla. En los ortoneises la lineación está marcada por el fuerte estiramiento de los fenocristales de feldespato y por la orientación de agregados biotíticos y de la sillimanita. En los metasedimentos se trata de una orientación de las micas, de haces de fibrolita, de *ribbons* de cuarzo y, en su caso, de los nódulos de cordierita que, aunque tardíos, crecen orientados según está lineación. La dirección de la lineación es variable. Al NE del Afloramiento de Quintanar (pico de La Pinareja) está comprendida entre $N40^\circ E$ y $N60^\circ E$ e inclinaciones de 20° a 30° hacia el N. Hacia el S y SE (Puerto de Pasapán) predominan las direcciones entre $N160^\circ E$ y N-S y metiéndose suavemente hacia el S. En el Afloramiento de La Cuerda Larga se dispone con direcciones comprendidas entre $N150^\circ E$ y $N10^\circ E$ con inclinación generalmente al N hasta 30° .

Entre S_1 y S_2 se observa un paso gradual que parece indicar que las dos primeras fases fueron un proceso continuo de deformación que culmina con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil, tal y como ya ha sido apuntado para otros sectores próximos del Sistema Central (MACAYA, 1983).

Las zonas de cizalla relacionadas con esta fase que encontramos en la región no parecen demasiado importantes y tienen poca continuidad. Las principales se localizan en el Afloramiento de Quintanar, coincidiendo con unas bandas metasedimentarias, donde localmente se observa una fábrica milonítica. En este mismo afloramiento, en el collado de Tirobarra, las rocas tienen un aspecto de filonitas y los fenómenos de retrometamorfismo son muy notables. El sentido de movimiento deducido de las sombras asimétricas de los fenocristales de feldespato indica un desplazamiento hacia el E y NE. Localmente también se encuentran feldespatos que indican movimientos hacia el SE. Esta dispersión puede ser efecto de las fases posteriores.

4.1.3. Tercera fase de deformación (D_3)

La tercera fase de deformación da lugar en esta región a pliegues de dirección variable entre $N20^\circ O$ y $N60^\circ E$ y cuyo plano axial buza tanto a E como al O, debido a la existencia de pliegues más tardíos. Descontando los efectos de las fases tardías, la posición de la superficie axial S_3 presentaría un buzamiento cercano a los 30° hacia el E, lo que da lugar a efectos de «retrovergencia» en las estructuras de primera y segunda fase.

La S_3 generalmente es una crenulación, muy penetrativa en los leucones del Afloramiento de Quintanar debido al menor tamaño de sus componentes. Sin embargo, a veces se desarrolla como una verdadera foliación de aspecto similar a S_1 , a la que borra casi completamente y con la que frecuentemente se confunde.

Los pliegues menores generados en esta fase son muy abundantes. Generalmente son asimétricos, lo que nos permite deducir las estructuras mayores. En el Afloramiento de Quintanar se deduce una antiformal y dos sinformas muy apretadas en los materiales

metasedimentarios de las proximidades del puerto de Pasapán (Corte I-I' de la Hoja). El ángulo entre los flancos es de unos 30° y su sentido de rotación indica una vergencia hacia el O. En el Afloramiento de La Cuerda Larga, los micropliegues poseen una geometría de flanco normal para una vergencia hacia el O.

Los ejes de estos pliegues y la dirección de la lineación de crenulación, se hunden hacia el S en casi toda la zona. Sólo en la parte más NO de la Hoja, los ejes de los pliegues se inclinan suavemente hacia el N.

4.1.4. Cuarta y quinta fases de deformación (D₄ y D₅)

No generan ningún tipo de estructura penetrativa, ni llevan asociada esquistosidad. Originan pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud que repliegan suavemente las estructuras anteriores. Se distinguen dos direcciones de plegamiento casi perpendiculares entre sí, que asociamos a D₄ y D₅, pero dada la escasa representación de ellas, sus relaciones temporales deben tomarse con ciertas reservas.

La cuarta fase origina pliegues con el plano axial subvertical, muy abiertos y de dirección N-S, aproximadamente. Es la responsable de las estructuras mayores cartografiables. La foliación regional en el borde oriental de la zona tiene una dirección comprendida entre N20° E y E-O con buzamientos en general hacia el SE, hacia el O gira hasta posiciones E-O con buzamientos al S, y en la zona más oriental (Sierra del Quintanar) tienen direcciones NO-SE, hundiéndose hacia el SE. Esto es, describe una gran antiforma de cuarta fase. En el afloramiento de La Cuerda Larga también se deducen algunos pliegues asociados a esta fase (Corte II-II' de la Hoja).

La quinta fase está mucho peor representada. Origina pliegues de dirección aproximada E-O, dando interferencias del tipo 1 de RAMSAY (1967). Es la responsable de que las lineaciones se hundan a veces hacia el NE y otras hacia el S y SO, y explica los cambios bruscos en el sentido de buzamiento que sufre localmente la foliación principal.

4.1.5. Etapas de fracturación tardihercínica

Superpuesta a las deformaciones dúctiles hercínicas se encuentra una densa red de fracturación y de diques que se formó en conexión con las etapas tectónicas clásicamente denominadas tardihercínicas. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969 a y b; ARTHAUD & MATTE, 1975; VEGAS, 1975) y ha sido también estudiada en diversos sectores del Sistema Central.

Los movimientos tectónicos del ciclo Alpino reactivaron una parte importante de las fallas tardihercínicas, lo que dificulta su interpretación que afecta a las calizas cretácicas se obtienen prácticamente las mismas direcciones que en el zócalo cristalino hercínico. Surge así la duda ante fallas concretas del zócalo de si se trata de fallas tardihercínicas reactivadas, o de fallas alpinas neoformadas. Por ello el criterio que se ha seguido al abordar la interpretación, es considerar únicamente las fallas que controlan diques o filones mineralizados, pues sólo en estos casos se tiene la seguridad de que la falla no es exclusivamente alpina.

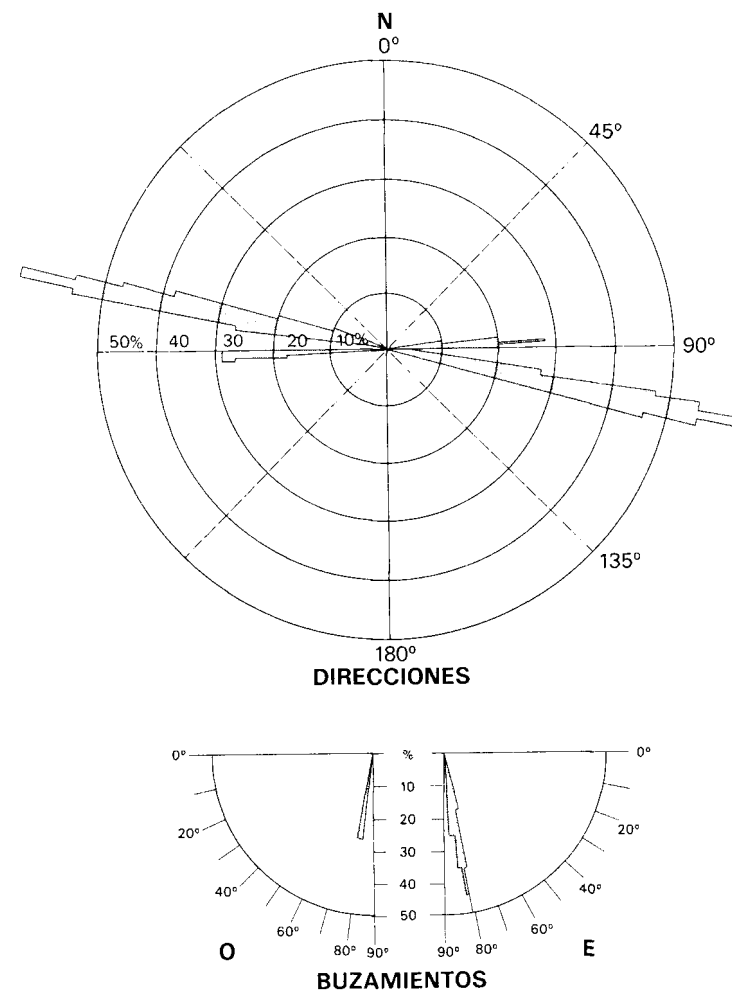


Figura 9. Diagramas de frecuencia (direcciones y buzamientos) de las fallas asociadas a la Etapa Malagón. Datos tomados en estaciones repartidas en las hojas de Las Navas del Marqués, El Espinar y Cercedilla.

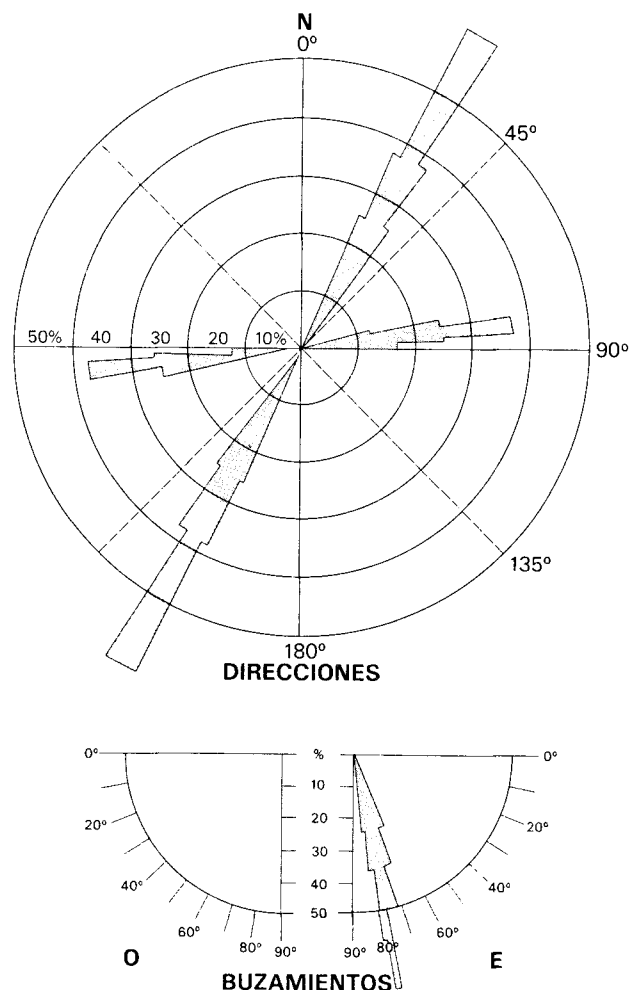


Figura 10. Diagrama de frecuencia (direcciones y buzamientos) de las fallas asociadas a la Etapa Hiendelaencina. Datos tomados en estaciones repartidas en las hojas de Las Navas del Marqués, El Espinar y Cercedilla.

La edad de esta etapa tectónica no se puede precisar en el área de la Hoja. Al considerar el problema a escala del Macizo Hespérico es posible suponer una edad Estéfano-Pérmica.

Cartográficamente se encuentra en la Hoja una red de macrofallas compuesta por cuatro orientaciones principales. Estas son las siguientes: N35-N55° E, N10-N20° E, N115-N130° E y N-S. Los diques de pórfidos cuarcíferos se disponen según direcciones N100-N100° E, E-O y algunos N35°E. Los diques de cuarzo van en general en direcciones N10-N20°E, con trazas curvadas y desfleçadas. Esta dirección es característica en todo el Sistema Central y corresponde a los clásicos «sierros» de la región de Salamanca. Localmente aparecen direcciones N70-N80°E.

El análisis de las fallas claramente tardihercénicas ha permitido diferenciar las grandes etapas tectónicas, que, en realidad, corresponden a dos secuencias de evolución del régimen tectónico regional más que eventos concretos. Denominamos a la primera de ellas «Etapa Malagón» por haberse definido por primera vez con claridad en las estaciones de fallas de la Sierra de Malagón. A la segunda etapa la denominamos «Etapa Hiendelaencina» por ser equivalente a una etapa tectónica ya definida en la región oriental del Sistema Central (VICENTE *et al.*, 1986).

4.1.5.1. Etapa Malagón

Corresponde a la formación de fallas próximas a E-O, a las cuales se asocian los enjambres de diques de pórfidos (Fig. 10). Dichas fallas se agrupan en dos familias, una de dirección N100-N110°E y otra N70-N90°E. Los buzamientos de las fallas son altos (alrededor de 80°) y las estrías muestran cabeceos bajos, indicando movimientos de desgarre, dextrales las primeras y sinestrales las segundas. Hay también cabeceos altos, indicando movimientos de tipo normal, no siendo comunes los de valores intermedios.

Los diques de pórfidos, de dirección próxima a E-O, se formaron en el comienzo de esta etapa tectónica, durante la distensión, y por ello corresponden a una única dirección y dos sentidos de buzamiento. Esta distensión, orientada según N5-N10°E evolucionó a una tectónica de desgarres al iniciarse una compresión desde N100°E, bajo la cual los diques de pórfido debieron sufrir desplazamientos como desgarres.

4.1.5.2. Etapa Hiendelaencina

Durante esta etapa tectónica se formaron fallas entre N20-N40° y N75-N90°E (Fig. 11). En toda la región se encuentran también diques de cuarzo y de baritina con dichas direcciones.

La primera parte de esta etapa corresponde a la tectónica tardihercénica clásica, con desgarres frágiles, jugando los de dirección N20-N30°E como dextrales y los N70-N90°E como sinestrales. Estas últimas direcciones de fallas se habrían movido anteriormente en la Etapa Malagón como dextrales.

La Etapa Hiendelaencina es claramente posterior a la Malagón, pues los diques de cuarzo cortan siempre a los diques de pórfido. La distensión radial final posiblemente corresponde

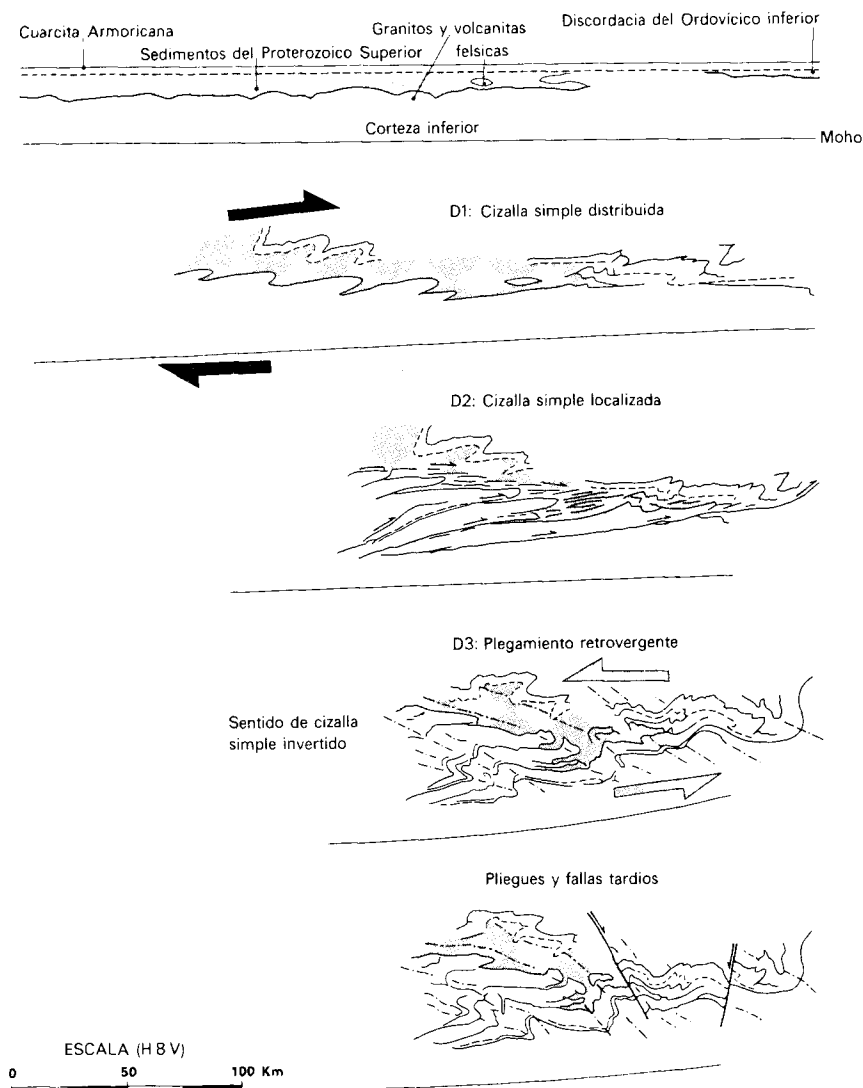


Figura 11. Secuencia evolutiva para la deformación hercínica en la Sierra de Guadarrama, según MACAYA et al (en prensa).

a la tectónica distensiva Pérmica inmediatamente previa al inicio de las cuencas del ciclo Mesozoico.

4.2. OROGENIA ALPINA

Aunque el área del Sistema Central se localiza fuera de las zonas importantes de sedimentación y de deformación alpinas, es decir, en la unidad cratónica en la Península, la región fue sometida a campos de esfuerzos que dieron lugar a movimientos a lo largo de fallas. Estas fallas son normalmente antiguas fracturas tardihercínicas que experimentaron reactivación con direcciones y sentidos de deslizamiento variables en función de la orientación de la falla y la forma del tensor de esfuerzos tectónicos.

Entre el Embalse de Santillana y Cerceda existen formaciones cretácicas jalonando una falla de dirección NE-SO, lo que indica que ésta fue activa durante el ciclo alpino. El cretácico buza 20° al Norte en forma de homoclinal hasta ser cortado por la falla, que levanta el lado NO.

Con un espaciado entre 5 y 8 km se localizan hacia el Oeste tres fallas de la misma familia (orientación), probablemente activas en los movimientos alpinos. La ausencia de sedimentos postpaleozoicos hace difícil localizar otras posibles fallas alpinas.

El conjunto del Sistema Central está elevado en este sector hasta alcanzar cotas de más de 2.000 m. El análisis microestructural de las fallas, tanto en esta Hoja como en las de áreas limítrofes revela que la tectónica responsable de esta elevación se realizó en varias etapas superpuestas caracterizadas por su diferente tipo de tensor de esfuerzos y deformación, así como distinta orientación de los ejes principales.

Tres etapas tectónicas alpinas se han reconocido en la región:

4.2.1. Etapa Ibérica

Corresponde a la comprensión mayor que estructuró la Cordillera Ibérica. Fallas de direcciones N10-N30°E y N60-N100°E se pueden asociar a esta etapa. El régimen tectónico es en forma de comprensión según N50-N65°E en el campo de los desgarres puros y en el de los desgarres normales. Se encuentra además una distensión cercana a radial con la misma orientación de ejes. Probablemente, la distensión siguió a la comprensión. Es la responsable de la estructuración de la alineación de fosas que desde la del Alberche en Avila, y pasando por la de Campo de Azálvaro, afectan a este sector del Sistema Central, según un acentuado movimiento según el buzamiento y escasa componente en dirección.

Respecto a la edad sólo se puede suponer como anterior a la «fase arcósica» de relleno de las fosas terciarias y, por tanto, como probablemente intraoligocena.

4.2.2. Etapa N-S

Se asocia al desarrollo de desgarres de direcciones N20-N50°E y N140-N175°E. También se aprecian movimientos en fallas con algún componente de tipo normal.

4.2.3. Etapa Guadarrama

Se trata de la etapa tectónica alpina mejor representada en el área. Corresponde a la misma compresión regional que generó las últimas estructuras transversas de la Cordillera Ibérica (CAPOTE *et al.*, 1982) y que puede ponerse en relación con las últimas deformaciones en la Cordillera Bética durante las cuales fueron transmitidos al interior de la Península, campos de esfuerzos compresivos según la dirección NO-SE.

En esta etapa jugaron fallas inversas con direcciones N20-N40°E y N75°E, todas ellas con buzamientos bajos (30-20°) y sistema de desgarres ligeramente inversos, con direcciones similares pero mayores buzamientos, o ligeramente normales, con direcciones N130 y N155°E.

En relación con esta compresión tuvo lugar el levantamiento general de los bloques del zócalo hercínico. Esta etapa pudo mover fallas que ya lo habían hecho en la etapa ibérica, pero con una ligera componente inversa, por lo que las fallas que limitan el sistema de fosas del Alberche-Campo de Azálaro pueden haber jugado de una manera compleja, desde fallas normales a desgarres ligeramente inversos, pero siempre con buzamientos altos.

La edad se puede fijar como intramiocena en función de las edades observables en el registro sedimentario, tanto en la depresión del Duero, como en la del Tajo.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES

La geomorfología del Sistema Central, como la de casi todos los macizos antiguos reactivados, está controlada, a nivel global, por las formas asociadas a los grandes aplanamientos que, en general, van a constituir las paleoformas o formas heredadas.

A esos rasgos que, por extensión superficial y significado genético, podríamos denominarles «megamorfológicos», se les superponen otros, derivados de la acción de los procesos actuales y subactuales, que entran en el contexto de formas de detalle y cuyo resultado último es el de anular o degradar las morfologías previas o heredadas. Esto no impide el que, en zonas y con procesos determinados, puedan llegarse a definir también verdaderas «megamorfologías» recientes, tanto más cuanto más intensos sean los procesos degradantes, tal como ocurre en las cuencas sedimentarias adyacentes.

En consecuencia, el planteamiento general de las características geomorfológicas de estas zonas que nos ocupan puede realizarse en dos grandes apartados:

1. Las superficies de aplanamiento que, junto a la morfoestructura, configuran, en su mayoría, los grandes rasgos del relieve actual.

2. El modelado reciente, Cuaternario y Pliocuatnario, sobreimpuesto al anterior y que, también en su mayoría, define las formas de detalle.

La separación entre ambos grupos morfológicos será tanto más fácil cuanto más generalizado haya sido el aplanamiento y más reciente su desnivelación. Cuando, como ocurre en el Sistema Central, pueden establecerse varias fases para ambos acontecimientos, no siempre es posible distinguir tajantemente entre formas heredadas y formas en equilibrio con los procesos morfogenéticos actuales y/o subactuales.

5.1.1. Las superficies de erosión

Aunque el reconocimiento de la presencia de grandes superficies de aplanamiento en la Meseta es anterior (FISCHER, 1894; SCHMIEDER, 1915; STICKEL, 1929, etc.) fue SCHWENZNER en 1936 quien, apoyándose en esos trabajos, hizo el planteamiento más completo en lo referente a estos temas.

Aplicando al Sistema Central el modelo genético de PENK, W. (1972), o de la «Escalera de Piedemonte», establece una morfología que aún hoy conserva actualidad. Esta se define mediante una superficie de cumbres, de edad Intraterciaria (post-Oligoceno a Pretortonienense) y tres de meseta, las M3, M2 y M1. La M3, que forma las Parameras actuales y sus relieves asociados, correspondería a una edad finimiocena y las M2 y M1, que forman los piedemontes y campiñas, son, según este autor, de edad pliocena. A estas superficies que configuran la escalera de piedemonte, habría que añadir las antiguas hoy fosilizadas y/o exhumadas parcialmente en algunos puntos, tal como son la pretriásica y precenomanense.

Un nuevo enfoque para la morfogénesis del Sistema Central procede de SOLE (1952). Este autor se inclinaría más por un modelo convergente con el de DAVIS (1899), es decir, de desnivelaciones de arrasamientos totales y no parciales. De este modo el relieve actual sería el resultado de un proceso de desnivelación de una superficie o penillanura fundamental finimiocena. Los piedemontes, siguiendo las ideas de BIROT (1937), serían el resultado de un proceso de pedimentación bajo condiciones áridas y/o semiáridas establecidas durante el Plioceno.

En este caso tanto la superficie de cumbres, como la de paramera (M3 de SCHWENZNER *op. cit.*) serían los restos de una penillanura finimiocena, elevados por la tectónica a su posición actual y los piedemontes (M2 y M1 de SCHWENZNER *op. cit.*) corresponderían a PEDIMENT en su sentido más estricto. Apoyándose en ambos modelos, en el carácter de los sedimentos de las cuencas terciarias, facies típicas de abanicos aluviales, así como en las aportaciones de otros autores en lo referente al significado paleoclimático de los relieves residuales (BELLOTA y de HORNOS, 1884; CALDERON y ARANA, 1884 a y b; VAUDOUR, 1977; GUTIERREZ ELORZA y RODRIGUEZ VIDAL, 1978), PEDRAZA (1978) regresa al modelo de PENK (1972) propuesto para el Sistema Central por SCHWENZNER (*op. cit.*), a la vez que destaca, siguiendo a SOLE (*op. cit.*). Los movimientos desniveladores recientes como responsables, en último término, de la morfoestructura en bloques.

En contraste con los autores precedentes, PEDRAZA (*op. cit.*) establece la superficie de cumbres y la de paramera (M3 de SCHWENZNER *op. cit.*) como los restos de una «Penillanura

poligénica y heterocron» que cumpliría la función de «Penillanura fundamental» o primaria de los autores anteriores (intraterciaria de SCHWENZNER *op. cit.* y finimiocena de SOLE, *op. cit.*).

Siguiendo las teorías recientes (KLEIN, 1959), esta sería una «superficie tipo penillanura» elaborada bajo sistemas morfogenéticos muy divesos (de donde deriva su poligenismo ya citado por SOLE, *op. cit.*) y que prosigue su evolución hasta que queda fosilizada (hechos notables en el Triásico y Cretácico en algunos sectores orientales del Sistema Central) o desnivelada por los movimientos alpínicos (de donde deriva su heterocronía), lo cual ocurre al inicio del denominado «ciclo arcósico» (PEDRAZA *op. cit.*) a principios del Neógeno y/o finales del Paleógeno.

Ese «ciclo arcósico» representa, en esta interpretación, los sedimentos correlativos a una pediplanación de Sabana, según el modelo de «superficies grabadas» (BÜDELL, 1957). Aún es problemática la edad de los frentes de alteración, si bien el lavado se iniciaría en el Paleógeno, llegando hasta el Plioceno con la colmatación de las cuencas, formación de un sediplano y la desnivelación que consolida la morfoestructura en bloques.

Terminan esta etapa las fases de pedimentación bajo condiciones de tipo semiárido, que retocan las morfologías anteriores, consolidan los pediments de las rampas, definen las superficies de erosión de las cuencas, tanto en los páramos como en las campiñas, y generan los mantos de acarreo del Plioceno medio, superior y/o Plio-Pleistoceno. Destacan en estos casos los materiales de la raña (*sensus lato*) y sus asociados sobre los páramos.

Es importante destacar aquí que, tras estos acontecimientos, el «Pediment de Sabana» quedaría sustituido por los «Pediments Áridos». Algunos rellanos, hombreras y cerros que actualmente se pueden observar a cotas intermedias entre las parameras (M3 de SCHWENZNER *op. cit.*) muchos autores (PEDRAZA *op. cit.*, CABRA *et al.*, 1983; CENTENO, 1983, y CENTENO *et al.*, 1983) los interpretan como residuos de ese pediment de sabana.

GARZON (1980) establece como superficie fundamental la finecretática, dando un carácter de superficie de lavado en condiciones de alta humedad y temperatura y que, durante el «ciclo arcósico» (PEDRAZA *op. cit.*), sería reelaborada hasta alcanzar una configuración «tipo penillanura». Desnivelaciones posteriores la dejarían ocupando el nivel de cumbres y el de paramera (M3 de SCHWENZNER *op. cit.*). Para GARZON (*op. cit.*) las rampas serían el resultado de un proceso de exhumación de la antigua superficie finicretática que habría quedado fosilizada durante el ciclo arcósico.

Aunque sea difícil armonizar estas interpretaciones, a modo de síntesis podríamos concluir:

La morfología, se acepte o no el modelo genético de PENCK, A. (*op. cit.*), aplicado por SCHWENZNER (*op. cit.*) responde a un sistema de superficies escalonadas tal como fueran señaladas por este autor. Superficie de cumbres, y llanuras de meseta (M3, M2 y M1), en el macizo, así como superficies de campiñas (equivalentes a la M1) y superficies de Los Páramos, en la cuenca, definen dicha morfografía a la que se «sobreimpone» la generada por los procesos actuales y subactuales, en general, cuaternarios. Todos éstos, dado su actuación reciente, han sido incapaces aún de generar una morfología con la misma entidad espacial y geométrica que la anterior, por lo que, salvo en los grandes cauces fluviales y en algunas vertientes, no pueden considerarse con otra categoría que la de «elementos sobreimpuestos» a dicha morfología previa.

5.1.2. El modelado de detalle. La evolución cuaternaria

Dado el nivel de detalle a que se desciende en la cronología y litoestratigrafía del periodo Cuaternario, a veces se hace difícil el encuadre de estos acontecimientos si, como ocurre en el Sistema Central y sus zonas de borde, los depósitos son escasos y las series muy parciales.

Por otro lado, un enfoque general del Cuaternario también suele presentar problemas, pues, a medida que nos acercamos a la actualidad y a partir de los tiempos alpinos que consolidan la gran divisoria castellana o Sistema Central, los fenómenos van adquiriendo una notable zonación, por lo que casi siempre debe acudir a los análisis regionales para encontrar una referencia homogénea en los procesos.

A pesar de ello, en estas zonas y para este período, podemos referir tres grandes grupos de procesos: fluviales y asociados, glaciares y periglaciares y gravitacionales o/y mixtos. Todos ellos van a constituir la base cartográfica fundamental, a nivel de elementos geomorfológicos.

1.2. a) Fenómenos fluviales y asociados

En estos casos el punto de partida hace siempre referencia al momento en que puede considerarse iniciado el proceso de definición de la red hidrográfica actual.

Allí donde hay una representación de los abanicos de Piedemonte que depositaron materiales «tipo raña», el problema parece bien centrado, ya que éstos serían los últimos representantes de las redes previas o los inicios de las actuales.

Tampoco presenta mayor problema centrar esta transición allí donde pueden definirse un complejo sistema de vertientes con rellanos mixtos, tipo glacis, escalonados y, a veces, con depósito (Vertientes glacis, PEDRAZA 1978). Estos forman la transición entre las grandes llanuras precuaternarias y los valles de aterramiento, son, por tanto, los primeros representantes de las redes actuales.

Cuando esos elementos morfológicos no están presentes, tal como suele ocurrir dentro del Macizo, el problema se complica y es difícil precisar cuál es el grado de permanencia o continuidad entre las redes fluviales previas y las actuales. Hay zonas en que pueden encontrarse datos que apoyan el paralelismo evolutivo en las redes fluviales de dentro y fuera del Macizo; tal es el caso de los abanicos de piedemonte del Cuaternario antiguo y Pliopleistoceno y los desarrollados de terrazas citados en las cuencas del río Guadalix por LAZARO OCHAITA (1976). Por el contrario, en otros lugares parecen apuntarse fenómenos que implicarían una remodelación bastante brusca en el trazado de la red, tal es la evolución propuesta por HERNANDEZ PACHECO, F. (1930a) para la red del Guadarrama meridional en toda la depresión de Manzanares el Real-Guadalix-Redueña, y que, por tanto, contradice en cierto modo lo expuesto anteriormente, al implicar también a los ríos Miraflores-Guadalix.

Tal como señalamos, la ausencia de depósitos o formas erosivas asociadas a estos procesos no permiten concluir nada al respecto. Señalemos únicamente los depósitos descritos por CABRA *et al.* (*op. cit.*) en la zona de Redueña, que, en principio servirían de base de apoyo

a la teoría expuesta por HERNANDEZ PACHECO, F. (*op. cit.*), si bien sólo confirmada en su zona oriental y para tiempos más recientes.

En este sentido hay que tener muy en cuenta la movilidad tectónica diferencial, pues tal como se ha señalado, en otras zonas del Sistema Central (PEDRAZA, 1976) las subsidencias en los bordes de la Cuenca, tanto del Duero como del Tajo, provocan un movimiento relativo de elevación en el Macizo que favorece los encajamientos y, por ello, la generación de formas de incisión, proceso que se mantiene hasta los tiempos presentes, pues, salvo ciertas depresiones interiores cuya evolución es, hasta cierto punto, paralela a la de los bordes de cuenca, en el resto del Macizo no encontramos terrazas con altura superior a los 5-10 m y lo normal es que no exista más que la actual.

Asociados a los fenómenos de encauzamiento, que son generales en todas las zonas, pueden establecerse otros de desarrollo local muy condicionados por la morfología y cuya secuencia temporal es problemática, tal son los conos de deyección, arroyadas y los fondos de depresión tipo Nava, en su mayoría activos.

1.2. b) *Fenómenos glaciares y periglaciares*

Este tipo de procesos, mucho más escasos y localizados que los anteriores, sobre todo los primeros, tienen suma importancia por cuanto significan un punto de referencia notable en la morfogénesis reciente del Sistema Central.

El glaciarismo en Guadarrama quedó restringido a las zonas más elevadas, Montes Carpetanos, Cuerda Larga y Siete Picos, siempre que se alcanzaban cotas superiores a los 2.000 metros y la morfología previa era la adecuada para la acumulación de las nieves, factor quizás más importante, a la hora de interpretar el desarrollo del glaciarismo preferentemente en las vertientes meridionales, que el de la orientación. Esta hipótesis ya apuntada para otras zonas (PEDRAZA y FERNANDEZ, in ODRIÓZOLA *et al.*, 1981) parece confirmarse a la luz de nuevos datos aportados por el glaciar no citado hasta el momento y con un desarrollo notable en una vertiente septentrional (PEDRAZA y CENTENO, 1987).

En la mayoría de los casos se trataba de glaciares de circo, a veces con tendencia a glaciares de ladera, y su desarrollo se establecía entre los 2.000-2.200 m, cotas medias superiores de las cabeceras de acumulación y los 1.780-1.900 m, cotas medias inferiores de las morrenas terminales.

En lo referente a la cronología sigue siendo un tema problemático. La presencia, a veces, de complejos morrenicos internos y externos, cada uno de ellos con crestas de pulsación bien marcadas, como más significativo en el glaciar de la Laguna de Peñalara, hizo pensar que se trataba de dos fases, equivalente al Riss, complejo externo, y al Würm, complejo interno (OBERMAIER y CARANDELL, 1917). Posteriormente, y de acuerdo con las relaciones, depósitos fluviales, fluvio-glaciares y glaciares, se establecieron ambos complejos como de una sola fase, equivalente al Würm alpino (FRÄNZLE, 1959). Tal es la interpretación que se sigue manteniendo, matizando el significado de esos complejos morrenicos internos y externos a nivel de fase, estadio y pulsación (CENTENO, 1983, y CENTENO *et al.*, 1983),

sin descartar la presencia de una fase Riss que algunos autores llegan a identificar localmente (ONTAÑÓN y ASENSIO, 1974).

En lo referente al Pariglaciario, es difícil precisar su carácter en el tiempo. La mayoría de los fenómenos solifluídales y de gelificación es evidente que debieron presentar un desarrollo mayor, en intensidad y reparto en las fases y estadios glaciares, que en la actualidad.

Tampoco aquí, sin embargo, hay nada concluyente. Aunque se citan ciertos depósitos de ladera, e incluso mixtos, asociados a una importante fase fría que se desarrolló en el equivalente a la fase glaciar Riss, lo cierto es que salvo los fenómenos de gelificación, que aun siendo funcionales en la actualidad, debe establecerse para ellos una notable atenuación como demuestran las concentraciones de canchales antiguos, el resto, soliflucción, enlosados, guirnaldas, rosetones, céspedes almohadillados, etc., dado su desarrollo y localización actual, así como la ausencia de formas antiguas de este tipo, son perfectamente asociables a las condiciones actuales para el desarrollo de los mismos. Incluso, tal como se ha demostrado en zonas similares del Sistema Central, y tal como aquí se describirá en el apartado correspondiente a los elementos, pueden darse actualmente condiciones aptas para desarrollar, no sólo esos elementos citados, sino también otros que denuncian una mayor eficacia del proceso periglaciario, tal son los «círculos de piedra con tendencia poligonal» (PEDRAZA *et al.*, 1986) y los «hidrolacolos» (MOLINA & PELLITERO, 1982).

1.2. c) *Fenómenos gravitacionales y/o mixtos*

Este término, siempre impreciso, se refiere a los materiales que tapizan las vertientes y/o se concentran en su base y son el producto de la caída preferentemente regulada por la gravedad, pero más o menos asistida por otros procesos como la arroyada, incluso la soliflucción, etc. En conjunto se agrupan bajo la denominación de coluviones.

Su control cronológico es prácticamente imposible, aunque pueda insinuarse un desarrollo atenuado en la actualidad frente a otras etapas del Pleistoceno y/o Holoceno antiguo.

5.2. SISTEMA CARTOGRAFICO

El problema principal a que hemos de enfrentarnos en el campo de la cartografía geomorfológica deriva de la ausencia tanto de una simbología precisa y acordada como de unas unidades básicas que sirvan como referencia geométrica, genética y evolutiva.

Ante estas deficiencias cada especialista, de acuerdo con sus necesidades, viene realizando la cartografía que considera más adecuada, bien destacando los grupos de formas, bien los procesos morfogenéticos, etc.

En este caso, y dados los precedentes de nuestras investigaciones sobre la cartografía geomorfológica en el Sistema Central (PEDRAZA 1978, CENTENO 1983, CENTENO, *et al.*, 1983, RUBIO, 1984) creemos procedente establecer aquí el sistema de delimitación de unidades como referencia básica.

De esta manera se diferencian unas porciones del relieve que se han generado según unos procesos o sistema de ellos, con un contenido evolutivo y una geometría específica presente, aun en el terreno y/o fácilmente deducible a pesar de los procesos posteriores más o menos degradantes. Dichas porciones constituyen las unidades geomorfológicas.

Dichas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango y asociadas en otras mayores. Las primeras, *los elementos geomorfológicos* establecen las referencias geométricas (pendientes, escarpes, articulaciones, etc., dando formas primarias) y genéticas (acciones y agentes del modelado que asociadas configuran un proceso morfogenético) mínimas en que puede ser compartimentada la unidad. Las asociaciones mayores sirven en todo caso como base de referencia a la hora de establecer categorías de relieves, regiones naturales, regiones morfoestructurales, es decir, megamorfológicas.

Dados los objetivos de este mapa, se elude el segundo proceso, aunque ha quedado referenciado en la introducción, para centrarnos en la cartografía de los elementos. Estos, de acuerdo con los métodos referidos, se agrupan según varias categorías, así:

Propios: Son aquellos elementos que caracterizan a una unidad y, por tanto, su ausencia implica la imposibilidad de definirla. Siempre tienen una entidad geométrica, pues se trata de formas, aunque a veces se asocian a un agente o una acción modeladora específica, tanto más frecuente cuanto más reciente sea la génesis de la unidad, y viceversa.

Sobreimpuestos: Son aquellos elementos que se asocian a la unidad desde un punto de vista espacial, pero la distorsionan desde el punto de vista geométrico, genético y/o evolutivo.

Esta asociación puede ser por:

Herencia, caso de elementos residuales de unidades previas que no fueron anulados al elaborarse la nueva unidad.

Degradación, caso de los elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generadores de la unidad. Son, por tanto, elementos que tienden a sustituir a los propios y característicos de la unidad en base a definir una nueva.

5.3. DESCRIPCION DE LAS UNIDADES

5.3.1. Superficie tipo penillanura en cumbres

Corresponde a la superficie de Cumbres (Sc) de SCHWENZNER (1936). Está formada por una serie de planicies suavemente alomadas, dando lugar a las divisorias principales de la región. Son característicos algunos relieves de tipo *monadnock* y extensas áreas en la que aflora un sustrato alterado (arenización). Asociadas a estas alteraciones son frecuentes las depresiones de tipo nava, con desarrollo de suelos hidromorfos y, a veces, turberas ácidas.

Como consecuencia del rango de altitudes en que aparece, en toda la superficie se encuentran signos de actividad periglacial de diversa intensidad: suelos enlosados, solifluxión,

guirnaldas y rosetones, césped almohadillado, etc. La distribución de estas formas corresponde con la de esta unidad.

5.3.2. Superficie tipo penillanura en paramera

Corresponde con la superficie de meseta M3 de SCHWENZNER (1936). Su morfología es igual a la de cumbres, propia de superficies de tipo penillanura, con relieves residuales de tipo *monadnock*, y gran abundancia de alteraciones y navas. Dentro del Sistema Central los mejores ejemplos de esta superficie corresponden a las parameras abulenses (y entre ellas las de la zona que nos ocupa en el sector de Navalperal de Pinares-Navas del Marqués). Fuera de allí queda reducida a pequeños replanos colgados a media ladera o culminando elevaciones secundarias.

Esta morfología de replanos a diferentes alturas pueden enmascarar la existencia de otras superficies entre ésta y las de tipo pediment, como de hecho ya ha sido señalado en diferentes trabajos (PEDRAZA, 1978; CABRA *et al.*, 1983; CENTENO, 1983; CENTENO *et al.*, 1983). De hecho, la aparición en los bordes y rellanos inferiores de esta superficie de relieves residuales tipo *inselberg* parece confirmar dicha hipótesis. Sin embargo, el problema sigue siendo objeto de estudio (CENTENO *et al.*, en preparación), por lo que no puede diferenciarse una nueva superficie con categoría de unidad.

Hay también signo de procesos periglaciares, pero todos ellos de menor intensidad que en la zona de cumbres: guirnaldas y rosetones, solifluxión.

5.3.3. Laderas

Son formas de enlace entre las diferentes superficies escalonadas. En general, se trata de pendientes escarpadas y rectilíneas, tendencia únicamente modificada por la presencia de formas de origen fluviotorrencial, glacial, gravitacional, etc.

Estas características y su asociación a grandes líneas de falla hacen que se interpreten como desniveles de origen tectónico. En algunos casos se reconocen restos de forma facetadas que apoyan dicha interpretación.

Se distinguen dos tramos, situados encima y debajo de la superficie de paramera, y cuando ésta no aparece los dos tramos son discernibles por su morfología. La mayor abundancia de alteraciones en el tramo superior le dan una uniformidad que no posee el tramo inferior, donde por una mayor denudación predominan las formas de tipo berrocal.

En los tramos más altos, el glaciario pleistoceno ha dejado abundantes huellas y se detectan también fenómenos periglaciares que dan lugar, principalmente, a la formación de canchales. En toda la ladera hay además un recubrimiento, de espesor variable, formado por suelos, regolito y sus removilizaciones por gravedad, arroyada, solifluxión, etc.

5.3.4. Superficie tipo pediment

Corresponde a las superficies de meseta M2 y M1 de SCHWENZNER (1936). Se trata de superficies tipo pediment más o menos degradadas por la acción fluvial posterior.

En detalle, forman esta unidad un conjunto de restos de planicie de pendientes centrífugas a partir de la base de las elevaciones principales. El enlace ladera-pediment se produce generalmente por un *nick*.

El elemento morfológico más característico son los relieves residuales de tipo *inselberg*, de los que se han diferenciado (PEDRAZA, 1978) tres generaciones, en relación con otros tantos replanos escalonados. De estos replanos los dos superiores (M2 y M1 de SCHWENZNER) son normalmente interpretados como pediments s.s., mientras el inferior podía correlacionarse con las «vertientes glaciares» de la cuenca (PEDRAZA, 1978). En la zona que nos ocupa como en otras zonas próximas (Rampa de El Escorial/Rampa de Segovia) no es posible definir claramente estos replanos, por lo que se agrupan en una sola unidad denominada «tipo pediment», queriendo indicar su sentido amplio.

Además de los encajamientos lineales de la red fluvial (gargantas), son características las depresiones tipo nava asociadas a zonas de intensa fracturación, que actualmente sufren frecuentes procesos de encharcamiento y formación de suelos hidromorfos. En las vertientes hay un lavado activo del regolito y, en consecuencia, la producción de berrocales de diversos tipos.

5.3.5. Fondos de depresiones interiores y corredores

Las depresiones tectónicas del Sistema Central tienen frecuentemente un fondo de tendencia plana limitado por laderas escarpadas de origen estructural. En todos los casos el fondo de la depresión tiene morfología convergente y a menudo correlacionable con alguna de las otras unidades definidas.

En la Hoja de Cercedilla hay dos depresiones principales: la de Manzanares el Real al Sureste y la del Río Moros al Suroeste. En ambos casos la morfología predominante puede correlacionarse con la de la superficie de tipo pediment, a base de replanos ligeramente aluviales con morfología de terrazas bajas. En las proximidades de Cerceda y Manzanares hay una cresta calcárea asociada a materiales cretácicos. En la depresión de Moros, los materiales cretácicos no condicionan ninguna forma al estar fosilizadas por depósitos aluvial-columbales.

Se incluye en esta unidad una serie de depresiones de menor tamaño y forma lineal. Se trata de valles de origen tectónico y ocasionalmente de fondo plano que enlazan superficies de igual cota o albergan cursos de tipo rectilíneo.

5.4. DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS

5.4.1. Elementos asociados a las superficies de erosión

Este tipo de elementos entran en el contexto de formas relictas, es decir, que no están en equilibrio con las condiciones morfogenéticas actuales y/o recientes. Precisemos, sin embargo, la posible aparición de formas de este tipo en el momento actual, como consecuencia de fenómenos convergentes.

Tanto por su carácter morfológico, por su significado, en el contexto genético de la unidad, como por su estado de conservación pueden diferenciarse varios tipos.

a) Restos originales de superficie

Se presentan en retazos más o menos amplios que han quedado como «residuos de posición», respecto a los elementos sobreimpuestos generados a costa de la unidad (por los procesos degradantes, básicamente los fluviales) comportan todos los rasgos característicos de la planicie a que pertenecen, son, por tanto, elementos propios y característicos de la morfología original de dicha planicie.

b) Superficie degradada

Son zonas de dimensiones variables en las cuales la planicie original ha quedado modificada por nuevos procesos sobreimpuestos, pero, dada su escasa intensidad, no llegan a generar una verdadera sustitución en la morfología.

c) Fondos de depresión convergente con los pediments

Se trata de elementos cuya morfología es identificable con la de las superficies tipo pediment, que forman el fondo de depresión y grabens, denunciando procesos de exhumación o hundimiento de esas unidades para generar las nuevas.

d) Relieve residuales

Se clasifican por su morfología, y dentro de ellos, según se asocien genéticamente a un tipo de superficie, o por el contrario, puedan aparecer en cualquiera. Así:

d1) Relieves residuales tipo Monadnock

Corresponden a las formas que caracterizan los resaltes propios de una superficie «tipo penillanura» y se entienden tal cual los definiera DAVIS (*op. cit.*). Si bien la penillanura se asocia a una génesis policíclica KLEIN (*op. cit.*) y no sólo al sistema morfogenético fluvial o de «erosión normal». Se localizan en la superficie de cumbreras y en la de la meseta M3.

d2) *Relieves residuales tipo Inselbergs*

Corresponden a las formas que caracterizan los resaltes propios de la superficie «tipo pediment». El hecho de que formas de este tipo aparezcan sobre los rellanos y hombreras de altura equivalente o ligeramente inferior a las parameras (M3 de SCHWENZNER) induce a pensar que se trata de los restos de la antigua «superficie de lavado» o «pediment de sabana». En este caso habría que considerar los inselbergs como «elementos herederos», pero éste sigue siendo un problema en estudio tal como se señalara al descubrir las unidades.

Tiene dimensiones métricas, a veces llegan a decenas de metros, una geometría cónica y, en ocasiones, llegan a definir verdaderas formas dómicas.

Aunque los procesos actuales y subactuales pueden estar exhumando formas de este tipo, en estas zonas no se han llegado a definir.

d3) *Relieves residuales lineales*

No se le asigna génesis específica, y se atiende más a su carácter de forma asociada a una litología cuyo tipo de afloramiento condiciona la morfología: diques, filones, etc.

d4) *Relieves residuales de culminación plana*

En general, se deben considerar como formas derivadas de partes de otras unidades no sustituidas por los procesos morfogenéticos posteriores. Sin embargo, lo exigua de la culminación no permite en la mayoría de los casos identificar su procedencia, razón por la cual se les establece únicamente un significado morfológico.

d5) *Rellanos en divisorias (collados)*

Pequeños retazos aplanados que se sitúan en divisoria, por debajo del nivel de cumbres y con morfología netamente distinta a la ladera. Su génesis es difícil de establecer, aunque puede ser producto actual y/o subactual de las redes fluviales.

5.4.2. Elementos glaciares

Corresponden a las formas propias de los procesos glaciares pleistocenos ocurridos en el Sistema Central. Dado su desarrollo no llegan a presentar entidad morfológica con categoría de unidad y se definen, por tanto, como elementos sobreimpuestos y degradantes sobre la unidad de laderas.

En su mayoría son formas correspondientes a pequeños glaciares de circo en los cuales se diferencia bien la cuenca de alimentación, con morfología de circo sencillo y pulidos netos que llegan hasta el borde de la unidad de cumbres, así como el complejo morrénico en arco que define el tramo de estabilización y fusión de los hielos.

Señalemos, sin embargo, la presencia de un glaciar no citado hasta el presente y aún en proceso de estudio para definirlo con precisión (PEDRAZA y CENTENO, 1987). Se trata de un glaciar de ladera tendente al tipo de valle o alpino que representa el ejemplo más neto de desarrollo glaciar en la vertiente septentrional del Guadarrama. Este, el glaciar del Barandillo, tenía una longitud de 3.500 m, y en el máximo desarrollo de los hielos se le pueden calcular unos espesores entre 15-20 m en su tramo final.

A excepción del glaciar de las Cerradillas, en ninguno de los restantes de la zona pueden definirse complejos morrénicos internos y externos son, por el contrario, frecuentes las crestas de pulsación. Señalemos, no obstante, que en aquel glaciar la distorsión de los complejos morrénicos, debido a la acción periglacial y torrencial posterior, tampoco aconseja asignar, por el momento, estadios. De este modo, el glaciarismo aquí cartografiado, y como ocurre en todo el Sistema Central, se le atribuye una cronología equivalente a la fase *wurmense*.

Junto a los elementos anteriores se definen igualmente una serie de *nichos* que preferimos incluirlos aquí y no en el periglaciarismo, dado que, en su mayoría, se asocian con depósitos problemáticos que pudieran corresponder a un flujo incipiente de hielos, por lo que habrían de calificarse más como glaciares embrionarios.

El desarrollo de todos estos fenómenos se estableció entre los 2.000-2.300 m, límite superior de los circos, y los 1.960 m (de los Chorros), 1.860 (Barandillo), 1.880 (Hoyos de la Sierra), 1.760 (Arroyo Mediano) y 1.780 (Cerradillas), límite inferior de las morrenas, todos ellos cotas absolutas aproximadas.

5.4.3. Elementos periglaciares

Corresponden a las formas propias de los procesos periglaciares actuales, subactuales y/o antiguos (Pleistocenos) desarrollados sobre estas zonas, carecen de entidad geométrica y genética para ser establecidos con categoría de unidad y se definen como elementos sobreimpuestos y degradantes de las superficies tipo penillanura en cumbres y parameras y de los tramos superiores de la de laderas.

Del conjunto de estos procesos derivan una serie de elementos, que según su reparto, carácter y dimensiones entran en el contexto de cartografiables o no.

En el primer grupo, no cartografiables, se deben considerar aquellos elementos que presentan una repartición homogénea a través de toda la superficie de una o varias unidades. Tal ocurre con *enlosados*, *guirnaldas*, *rosetones*, *césped almohadillado* y *suelos de césped alpinizado*, que se definen, preferentemente en las planicies de cumbres y, con menor intensidad, en las de paramera.

Por otro lado, dentro también de los elementos no cartografiables, deben considerarse los *círculos de piedra* de tendencia poligonal, no citados en el Guadarrama hasta el momento e identificados ahora (PEDRAZA *et al.*, 1987) en el valle del Río Barandillo. Dichos círculos son similares a los descritos recientemente en la Sierra de Gredos (PEDRAZA *et al.*, 1986). Igualmente entran en esta categoría algunos *hidrolacolitos* incipientes desarrollados sobre

turberas en las zonas superiores. Sin embargo, éstos carecen de la entidad de los citados en otras zonas del Sistema Central (MOLINA y PELLITERO, *op. cit.*).

Dentro de los cartografiables se diferencian los procesos *solifluídales*, entendidos aquí en sentido de movimiento de suelo generador de formas específicas, lenguas, terracillas, lóbulos, etc., y no en el más amplio de «todo proceso de movimiento del suelo que implica un cambio en su estructura» y por ello, genera formas derivadas tales como las descritas en el contexto de no cartografiables. En general, éstos son procesos estacionales activos y su límite es difícilmente precisable, pues, aunque aquí se hace prácticamente equivalente soli y gelifluxión, deben realizarse estudios más detallados tendentes a diferenciar ambos fenómenos y cartografiar su repartición, que, por el momento, no es posible dado que los procesos de hielo-deshielo estacionales y con una cierta intensidad llegan hasta los piedemontes septentrionales.

Los otros elementos cartografiables son los *canchales*, aquí se asignan en su totalidad a procesos de movimiento gravitacional asistidos y con el desencadenante de la crioclástia. Aunque son más generalizados de lo que aparecen en el mapa, se han cartografiado los que tienen una cierta entidad y, en general, se sitúan en cuencas de recepción torrencial que, previamente, habían desmantelado alteraciones dejando crestones y roquedo al descubierto, lo que facilita estos procesos. En general, tienen un máximo desarrollo en períodos subactuales, y quizá asociados a las etapas glaciares, si bien esto no es fácilmente datable. En el momento actual, sin que lleguen a estar estabilizados, su evolución es muy lenta.

5.4.4. Elementos coluviales

Corresponden a elementos deposicionales que se superponen a todas las morfologías previas, y dada su asociación a todos los demás procesos, nunca llegan a tener entidad morfológica de unidad. Aquí se reducen a los depósitos gravitacionales y mixtos (gravitacionales, arroyada, descarga semiconcentrada en las vertientes, etc.), que se sitúan preferentemente en la zona de transición entre las laderas y los piedemontes.

Por lo general, se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo y arena) que contiene en ocasiones niveles de mayor granulometría (tamaño grava) y/o cantos dispersos. Derivan de la removilización de los materiales cristalinos alterados (o de los no consolidados en las cuencas y depresiones interiores).

Junto a los coluviones cartografiados, debe señalarse la presencia, en escarpes y laderas de toda la zona, de una débil cobertera formada por procesos y materiales mixtos entre regolito removilizado-suelo-depósitos de derrames o escarrenta no concentrada.

Aunque estos últimos citados pueden considerarse como funcionales, y de hecho son los que acaban nutriendo de material a los coluviones del pie de laderas y escarpes, donde se estabilizan momentáneamente estos últimos, los coluviones que podríamos definir como «concentrados» están disectados por la red actual, lo que parece indicar, al menos, una funcionalidad mínima o muy atenuada.

5.4.5. Elementos fluviales y de procesos asociados

Las acciones debidas a las aguas de escorrentía concentradas o semiconcentradas están presentes en la práctica totalidad de las zonas en nuestras latitudes y tienen un carácter dominante como proceso morfogenético actual. Incluso en las zonas de relieves acusados. Su eficacia destaca sobre la de los procesos gravitacionales, que en su mayoría son asistidos por estas aguas, y desde luego sobre los periglaciares. Es así como son estos únicos procesos morfogenéticos capaces de generar sustituciones totales en las morfologías previas, llegando a configurar nuevas unidades morfológicas. Aun no siendo así, los procesos más claros de superposición degradante sobre morfologías previas están definidos por estos elementos que hemos agrupado aquí, de un modo amplio, en el contexto de los fluviales.

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamiento a veces dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas, más o menos libres y de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas muy variadas. Partiendo de ello se establecen:

a) Turberas y Navas:

Ambos elementos se engloban en uno solo, a pesar de sus diferencias, dadas la convergencia de fenómenos y morfología; se trata de zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos de césped, por lo general en las navas de altura, depresiones u ombligos y bordes de lagunas asociados a los procesos glaciares pleistocenos, en donde se desarrollan preferentemente la turba, a veces muy incipiente. Sin embargo, la falta de estudios de detalle con muestras minuciosas, hace que por el momento no sea posible una separación entre ambos grupos de elementos, la turbera y la nava.

En principio es difícil establecer una cronología precisa, dado que muchos de ellos han podido funcionar a través de todo el Cuaternario e incluso lo siguen haciendo la mayoría. Las turberas asociadas al glaciario son, sin embargo, de origen Pleistoceno terminal a Holoceno.

b) Gargantas y Torrenteras:

Son formas de incisión lineal que se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. Como corresponde a su definición, la anchura es siempre menor a la magnitud de la profundidad. Aunque en ocasiones, la mayoría, se sitúan a favor de fracturas y fallas, se descartan aquí las depresiones que están asociadas a cauces fluviales, pero presentan una génesis de hundimientos tectónicos, y aunque éstos no alcanzan la magnitud de los grabens, se han unido a esa unidad. Quedan aquí únicamente, las formas de vaciado de la red hidrográfica actual.

En todos los casos son funcionales, sin que pueden establecerse límites claros para el inicio del proceso; en general, deben definirse como cuaternarios.

c) *Conos de deyección:*

Se trata de elementos producto de la descarga de materiales allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces, generalmente torrenteras, de concentrados a semiconcentrados o dispersos. Los más característicos se sitúan en la base de las elevaciones justo en el enlace entre ladera y piedemonte.

Presentan la morfología característica de cono y varían sus granulometrías, dependiendo de la composición del sustrato. En el macizo cristalino se trata de conglomerados de bloques, ligeramente compactados o sueltos.

Se diferencian en esta zona dos generaciones superpuestas, siendo la segunda claramente degradante sobre la primera, a la vez que ambas quedan cortadas por el cauce actual y su llanura de inundación, por ello deben considerarse como preholocenos (ASENSIO AMOR y MARTINEZ GONZALEZ, 1965).

d) *Terrazas y fondos de valles:*

Pueden diferenciarse varios elementos de este grupo así:

d1) *Aluviales-coluviales:*

Zonas de sumidero, cauces de poca definición o ciertas navas alargadas, en las que se produce una mezcla de material de arrastre fluvial y de ladera. Son holocenas.

d2) *Aluvial y terraza actual:*

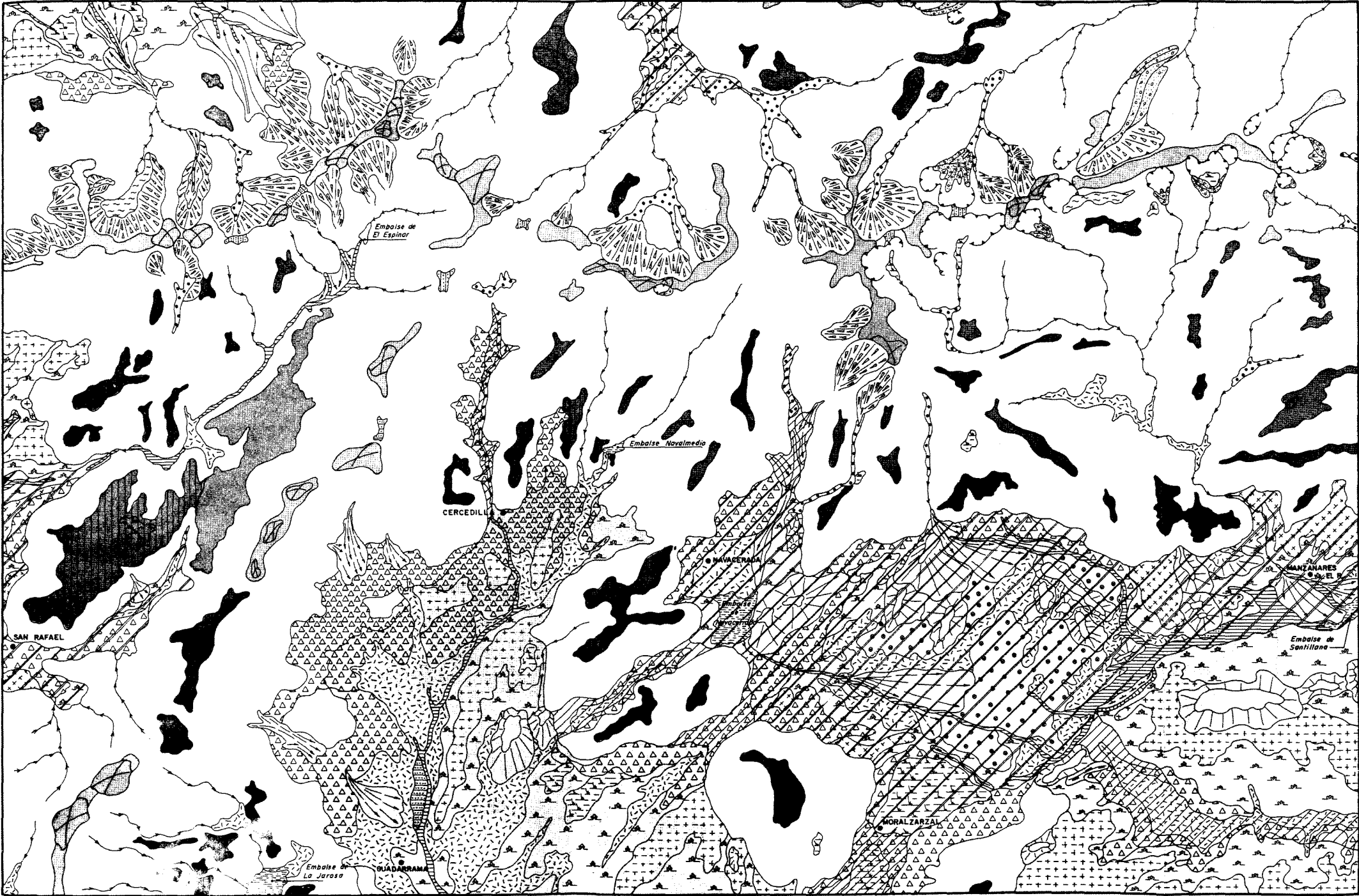
Se sitúan como límite superior a +1 a +2 m, presentan materiales arenosos, limosos y a veces cantos. Son holocenos y definidos en la práctica totalidad de la zona allí donde los cauces tienen ligera entidad.

d3) *Fondos de torrentera:*

Equivalentes al d1, pero con depósitos de mayor granulometría, hasta bloques, y mixtos aluvial-coluvial. Son igualmente holocenos.

d4) *Terrazas bajas:*

Son terrazas hasta un máximo de +10 m. Se trata de secuencias fluviales de arenas medias a gruesas con niveles de cantos de cuarzo y granitoides. El desarrollo edáfico responde a un suelo pardo de vega truncado. Su morfología es la de replanos continuados o/y individualizados encajados unos en otros o escalonados según los casos. Su edad sería del Pleistoceno superior-Holoceno.



escala gráfica 0 1 2 3 4 km

S I M B O L O G I A

UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	SUPERFICIE TIPO PENILLANURA EN CUMBRES								
	SUPERFICIE TIPO PENILLANURA EN PARAMERAS - HOMBRERAS Y CERROS								
	LADERAS								
	SUPERFICIE TIPO PEDIMENT								
	FONDOS DE DEPRESIONES INTERIORES - CORREDORES Y VALLES AMPLIOS								
ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS	SUPERFICIE DE EROSION Y ELEMENTOS ASOCIADOS								
	Restos originales de superficie								
	Superficie degradada								
	Fondos de depresión convergentes con los Pediment Superior / o Inferior								
	Relieves residuales tipo "Monadnock"								
	Relieve residual lineal								
	Relieves residuales tipo "Inselberg"								
	Relieves residuales de culminación plana								
	Rellanos en divisorias (collados)								
	GLACIAR								
	Circos / Morrenas Glaciares								
	Nichos de Nivación								
	PERIGLACIAR								
	Canchales								
	Soliflucción								
	GRAVITACIONAL Y MIXTO								
	Coluviones								
	FLUVIAL Y ELEMENTOS ASOCIADOS								
	Turberas y navas								
	Gargantas								
	Conos de deyección (1ª generación)								
	Conos de deyección (2ª generación)								
	Terrazas bajas								
	Aluvial y terraza actual								
	Aluvial - Coluvial y fondos de valle								
	Depósitos fondo de torrentes								
	RELIEVES ESTRUCTURALES								
	Crestas, plataformas, crestas calcáreas								

5.4.6. Relieves estructurales

Debido a los materiales mesozoicos que recubren el zócalo, localmente, en algunas depresiones, aparecen pequeños resaltes tipo cresta definidos por las secuencias carbonáticas del cretácico. Se trata de elementos de detalle en la Depresión de Manzanares el Real-Guadalupe.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos de esta Hoja corresponden a los metasedimentos, que constituyen una serie reducida de afloramientos situados en los dominios de la Mujer Muerta y de la Cuerda Larga. Estos materiales están representados por una serie de esquistos y pareneises con intercalaciones de metasamitas y rocas calcosilicatadas. La edad de estas rocas es imprecisa, aunque se encuentran estratigráficamente situados bajo la discordancia sárdica al igual que los materiales que afloran en el núcleo del Sistema Central (CAPOTE & FERNANDEZ CASALS, 1975; CAPOTE *et al.*, 1977). Estos autores, entre otros, tienden a considerar a estos materiales como de edad Precámbrico superior, y los primeros, en su esquema de correlación, sitúan a los metasedimentos por debajo de la serie de Aldeatejada del dominio de Salamanca (MARTINEZ y NICOLAU, 1973) y de la parte alta de las capas del Río Almiar (CAPOTE, 1971) y por encima de los neises glandulares de la Morcuera, que según ellos representarían un zócalo granítico precámbrico. No obstante, otros autores consideran a los neises glandulares como antiguos plutones graníticos que instruyen a los metasedimentos y metavulcanitas (WARD, 1950; BISCHOFF *et al.*, 1973; BELLIDO *et al.*, 1981) o bien los consideran, en parte como metavulcanitas y, en parte, como rocas plutónicas (NAVIDAD, 1978, 1979).

Una parte de este conjunto metasedimentario es posiblemente identificable con los metasedimentos asociados a la Serie Heterogénea (NAVIDAD & PEINADO, 1977) y equivalentes a las rocas del núcleo de Santa María de la Alameda (PEINADO, 1973) y a la Serie Félica Heterogénea considerada en BELLIDO *et al.* (1981). Estos materiales, con base en la semejanza con los del norte del afloramiento metamórfico de El Escorial, serían según CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) correlacionables con la Serie de Porto de MARTINEZ (1973) y con la formación Buitrago inferior de FERNANDEZ CASALS (1974) y los términos inferiores de la Serie de Morille de MARTINEZ y NICOLAU (1973), y con toda probabilidad tendrían una edad Precámbrica.

Estos metasedimentos corresponderían a un episodio de sedimentación de materiales detríticos finos en un medio tranquilo, posiblemente de plataforma somera, teniendo en cuenta las características sedimentológica y la presencia de calizas estromatolíticas intercaladas entre ellos en el afloramiento metamórfico de El Escorial (CAPOTE *et al.*, 1981b).

Formando parte del conjunto prehercínico se encuentra un importante volumen de rocas ígneas, compuesto fundamentalmente por ortoneises granitoides y algunas metabasitas. Con respecto a los ortoneises éstos han sido estudiados por un gran número de autores en el ámbito del Sistema Central y han sido sometidos a interpretaciones relativamente diversas. Así, entre otros, WAARD (1950), BISCHOFF *et al.* (1973), PEINADO y ALVARO (1981) y BELLIDO *et al.* (1981) consideran a los neises glandulares como antiguos granitos que instruyen en la serie metasedimentaria con posible participación volcánica; otros como

FERNANDEZ CASALS (1976) y CAPOTE & FERNANDEZ CASALS (1977) consideran a los neises glandulares tipo Morcuera como un zócalo granítico precámbrico, existiendo otros, como los de Hiendelaencina, Berzosa y Morcuera, de origen volcánico y volcanosedimentario. Otros autores (NAVIDAD 1978, 1979) distinguen entre estos neises un grupo heterogéneo, de carácter volcanosedimentario y otro homogéneo de posible carácter plutónico o subvolcánico.

Con respecto a la edad de los ortoneises existen algunos datos geomorfológicos, en materiales similares en el cinturón Varisco europeo, tanto en la Península como fuera de ella; así, VIALETTE *et al.* (1986) obtiene por el método Rb/Sr edades que varían entre 470 y 500 m.a. para los ortoneises de los macizos de Prádena, Pedrezuela, Otero, Abantos y Antoñita, todos ellos en el Sistema Central. Otros autores, como BISCHOFF *et al.* (1986) en la región de la Hiendelaencina (Sistema Central), ALLEGRET & IGLESIAS (1986) en las Islas Sisargas (Galicia), ALLEGRET (1983) y LANCELOT *et al.* (1985) en Miranda de Douro, y LEVEQUE (1984) y LEVEQUE & LANCELOT (1985) en el Macizo Central francés, ofrecen dataciones de entre los 540 y 620 m. a. realizadas por el métodos U/Pb para estos neises, lo que parece estar más de acuerdo con las relaciones con los metasedimentos ordovícicos y preordovícicos observadas.

Con respecto a la evolución tectónica del ciclo hercínico, se han reconocido cinco fases de deformación, produciéndose las dos primeras en régimen tangencial, con desarrollo de una esquistosidad penetrativa, y llegando a desarrollarse al final de la segunda cizallas dúctiles. Las tres últimas fases originan estructuras de repliegues de la esquistosidad, pudiendo generar una esquistosidad de crenulación localmente (principalmente la tercera fase).

La primera fase de deformación desarrolla una foliación S_1 , representada en toda la región.

La segunda fase hercínica se encuentra a lo largo de bandas de cizalla y en relación con ella se genera una estructuración planolinear subparalela a los contactos litológicos, determinado una lineación marcada por el estiramiento de los fenocristales de feldespato, y agregados de biotita y sillimanita.

Entre S_1 y S_2 se observa un paso gradual que indicaría que las dos fases corresponden a un proceso continuo de deformación que culmina con el desarrollo de bandas de cizalla dúctil. Estas bandas de cizalla no son muy importantes en esta región y en ocasiones coinciden con bandas metasedimentarias. El sentido de movimiento que se deduce indica un desplazamiento hacia el E y el NE y localmente al SE. En relación con la fase 2 se están produciendo en la cadena una serie de apilamientos de mantos, que se traducen en un importante engrosamiento cortical, con el consiguiente aumento progresivo de la presión que sería el condicionante del desarrollo de la primera etapa metamórfica de presiones intermedias. En estadios más tardíos cuando decrece la velocidad de engrosamiento, tiende a predominar el incremento de la temperatura sobre la presión, comenzando a desarrollarse los procesos de migmatización y las paragénesis de mayor temperatura.

La tercera fase de deformación da lugar a pliegues retrovergentes de dirección variable. La S_3 se asocia en general a una crenulación que localmente puede ser muy penetrativa, que puede borrar totalmente a la S_1 . En esta fase, cuando la segunda etapa metamórfica de más baja presión y mayor temperatura adquiere un desarrollo más importante, produ-

ciéndose importantes procesos de migmatización que según las zonas pueden prolongarse con posterioridad a esta fase. Este cambio de régimen metamórfico se encuentra asociado a un incremento de temperatura y a una importante relajación de las presiones que posiblemente tiene su comienzo en relación con el cambio de las directrices de la compresión entre la segunda y la tercera fase y con la descarga erosiva de la cadena.

Las fases cuarta y quinta originan pliegues que afectan suavemente a las estructuras anteriores y que, en general, no generan ninguna estructura penetrativa. La fase 4 es la responsable de las estructuras mayores cartografiables y tiene una directriz norteada. Durante esta fase posiblemente ha comenzado en esta zona el emplazamiento masivo de las rocas graníticas, observándose en algunas unidades plutónicas orientaciones deformativas asociables a las estructuras de esta fase. También durante esta fase en los niveles más profundos debían existir condiciones de migmatización, ya que se observan movilizados migmatíticos poco o nada afectados por la deformación y que, en ocasiones, se asocian a pequeños desgarres asociables a esta fase.

La fase 5 tiene una dirección aproximada E-O, y sus efectos, al menos localmente, son de menor trascendencia que los de la fase precedente.

En relación con estas fases más tardías, se sitúan los principales procesos retrometamórficos que afectan a los materiales considerados.

Con respecto a la evolución metamórfica de estos materiales, la existencia de granate rico en almandino en casi todos los tipos de roca, así como la presencia de distena en algunos ortoneises (Cerceda), evidencia que existe una primera etapa metamórfica en régimen de presiones intermedias que sobrepasó las condiciones del punto triple del sistema andalucita-distena-sillimanita. Este evento de presiones intermedias es seguido por una etapa posterior con formación de cordierita y sillimanita que indica unas condiciones de más baja presión. En esta etapa los materiales de esta zona estuvieron sometidos a presiones inferiores a las de la primera etapa y a temperaturas progresivamente superiores, alcanzándose la desestabilización de la moscovita y condiciones de migmatización, traspasándose el límite del grado alto. Estos eventos y tipo de evolución metamórfica coinciden con los modelos propuestos para el Sistema Central por FUSTER *et al.* (1974). La edad de estos procesos es considerada como hercínica por la mayoría de los autores que han tratado la problemática del Sistema Central; no obstante, CASQUET & NAVIDAD (1985), consideran que los materiales de la Serie Fémica Heterogénea podrían ser polimetamórficos y que el primer evento metamórfico de alta presión y temperatura, llegaría a alcanzar condiciones de eclogitas-granulitas. Según estos autores este evento no parece afectar a los ortoneises graníticos que con base en las dataciones de VIALETTE *et al.* (1986) tendrían edades ordovícico inferior-cámbrico superior.

La evolución metamórfica retrógrada se caracteriza por moscovitizaciones y transformaciones minerales en grado medio, seguidas por transformaciones de bajo grado (cloritizaciones, pinnitizaciones y sericitizaciones).

Las relaciones del metamorfismo con la deformación ponen de manifiesto que los minerales asociados a la etapa de más alta presión (granate y distena) se encuentran rodeados por las esquistosidad principal de segunda fase, lo que indica que serían anteriores o precoces con respecto al desarrollo de esta estructura.

Con respecto a la cordierita, la interpretación de sus relaciones es más complicada, ya que si bien se localiza preferencialmente asociada a los planos de esquistosidad, se observa que está creciendo sobre los minerales que la definen (biotita y sillimanita) y, si bien los nodulitos cordieríticos se encuentran alineados, este mineral no presenta un fuerte estiramiento, y las orientaciones pueden estar relacionadas con la lineación de tercera fase. La presencia de nódulos cordieríticos en movilizados que interrumpen a la esquistosidad e incluso a estructuras de la tercera fase, evidencian que la blastesis de este mineral se prolongó hasta etapas muy tardías.

En el caso de la sillimanita, se observa que este mineral se encuentra en gran parte en los planos de esquistosidad y con una marcada lineación coincidente con el estiramiento de la segunda fase. También se encuentra a favor de planos de esquistosidad de crenulación de la tercera fase y en microplegues de esta misma fase en haces poligonizados, lo que indica que las condiciones de blastesis de este mineral se han prolongado durante la segunda y la tercera fase.

Las condiciones migmatíticas parecen alcanzarse claramente durante el desarrollo de la segunda fase con la formación de migmatitas bandeadas. Estas condiciones persistirían hasta momentos muy tardíos, ya que se observa que las nebulitizaciones y los movilizados cortan y aíslan a microplegues de fase 3 y que se producen fusiones parciales a favor de desgarres de fase 4 en las zonas profundas.

Los procesos de retrogradación se inician en un período tardío, pero dependiente de la profundidad de las zonas, pudiendo extenderse desde etapas intermedias a tardías de la cuarta fase, siendo de destacar la intensidad de las retrogradaciones en algunas zonas de cizalla.

Con posterioridad a la cuarta y quinta fase deformativas se desarrolla una importante red de fracturación que en ocasiones está relacionada con procesos de inyección filoniana tardihercínica. La edad de estas etapas es difícil de precisar a nivel local, pero para el conjunto del Macizo Hespérico es razonable suponer una edad límite Estefaniense Pérmico.

El análisis de esta fracturación permite diferenciar dos etapas. La primera es la denominada etapa Malagón, en la que se producen fallas de dirección próxima a E-O. En un primer momento distensivo de esta etapa se emplazarían los diques de pórfido con dirección E-O, evolucionado posteriormente a un episodio comprensivo en el que se generan desgarres. Esta etapa es seguida por la definición como Hiendelaencina por VICENTE *et al.* (1986) y en ella se distinguen unos primeros episodios en los que se producen desgarres frágiles dextrales con dirección N20-30°E y sinestrales con dirección 70-90°E. En relación con esta etapa se produjo el emplazamiento de la mayor parte de los diques de cuarzo.

En relación con la orogenia alpina se diferencian tres etapas, en relación con las cuales se produce la compartimentación y formación de las cuencas y la elevación de los bloques del Sistema Central.

La primera es la etapa Ibérica a la que corresponde una compresión según N50-60°E y que es responsable de la alineación de fosas que se extienden desde el Alberche hasta esta región. Esta etapa es anterior al relleno arcósico de las fosas terciarias y es posiblemente intraoligocena.

Posteriormente se desarrolla una etapa con desgarres N20 a N50°E y N140° a N175°E con algunos movimientos normales.

Por último, se produce la etapa Guadarrama, que es la mejor desarrollada y que corresponde a la misma compresión regional que generó las últimas estructuras transversas de la Cordillera Ibérica, según CAPOTE *et al.* (1982), y que podría correlacionarse con las últimas deformaciones en la Cordillera Bética, durante la cual los esfuerzos compresivos se transmitieron en la dirección NO-SE. A esta etapa se asocian fallas inversas en direcciones N20-40°E y N75°E con buzamientos bajos, y sistemas de desgarres ligeramente inversos o ligeramente normales con direcciones N130-155°E.

En relación con esta compresión tuvo lugar el levantamiento general de los bloques hercínicos y su edad se puede fijar como intermiocena en función de las edades observables en el registro sedimentario de las depresiones del Duero y el Tajo.

Con respecto a las rocas plutónicas hercínicas se observa que en esta Hoja las más antiguas corresponden a las tonalitas de La Jarosa, que están afectadas por una foliación milonítica que es atribuible a un desgarre asociado con la cuarta fase hercínica. También entre los materiales afectados por esta fase se encuentran algunas unidades adamellíticas como la de la Sierra del Francés, que están afectadas localmente por una foliación que en general es poco intensa. Con posterioridad se encontrarían los episodios intrusivos correspondientes a las adamellitas de Alpedrete y los granitos de tipo El Candín-Los Molinos. Con anterioridad a estos granitoides pudo tener lugar el emplazamiento de los granitos de La Peña del Hombre que pudo ser relativamente sincinemático con la fase 4. Los leucogranitos de la Pedriza, los granitos de Mataelpino, las adamellitas de La Granja y los leucogranitos de grano fino y medio corresponden a las rocas intrusivas más recientes de esta Hoja.

Otro grupo litológico está constituido por las rocas espisieníticas que corresponden a bandas de transformación postmagmática que afectan a rocas graníticas en relación con algunas zonas de fractura. Estas transformaciones pueden ser de edad bastante tardía, pero también pueden asociarse a procesos tardi-postmagmáticos relacionados con la evolución de algunas unidades plutónicas.

La actividad filoniana está representada por un conjunto variado de aplitas, microdioritas, pórfidos graníticos y monzoníticos y diques de cuarzo. Asimismo hay que considerar la presencia de una serie de filones no cartografiados que se pueden encontrar en los dominios metamórficos, que pueden estar deformados y que corresponden a manifestaciones filonianas precoces y están representados por microdioritas, granodioritas y algún pórfido granítico. De todo el conjunto filoniano, las manifestaciones más tardías corresponden a los pórfidos monzoníticos y a los diques de cuarzo.

Las intrusiones plutónicas determinan la superposición de una serie de efectos metamórficos de contacto poco vistosos debido al alto grado del metamorfismo regional y que se suelen traducir en recristalizaciones y blastesis de andalucita y cordierita sobreimpuestas a las paragénesis regionales.

A falta de datos más precisos puede estimarse que el magmatismo a grandes rasgos evoluciona en el tiempo hacia la producción de magmas menos básicos, más potásicos y

en general más aluminicos, lo que en parte puede ser debido a la fraccionación de anfíbol, biotita y plagioclasa.

Las relaciones isotópicas iniciales Sr^{87}/Sr^{86} comprendidas entre 0.7073 y 0.7129 son indicatrices de procedencia cortical con diferencias posiblemente debida a procedencia de diferentes niveles y fuentes crustales.

Las edades absolutas de las rocas graníticas de esta Hoja fluctúan entre 327 ± 8 m.a. para las adamellitas del sector de Moralarzal-Colmenar y 291 ± 6 m.a. para los leucogranitos de Cabeza Mediana, lo que evidencia un prolongado período de intrusión.

Los materiales de naturaleza distinta a la ígnea y metamórfica están representados por sedimentos carbonatos de edad Cretácico Superior y por depósitos terrígenos terciario y cuaternarios.

Los sedimentos cretácicos se sitúan en el ángulo SE de la Hoja, aflorando con escasa extensión. Son dolomías y margas de colores claros, cuya edad es posiblemente Santonienense, que se han sedimentado en un ambiente marino de plataforma y sufrieron procesos de exposición subaérea.

A su vez, los depósitos terciarios están representados por conos de deyección de posible edad Pliocena y se sitúan en el ángulo NO de la Hoja. Mientras que la sedimentación cuaternaria abarca desde los depósitos morrénicos a los fondos de valle, y depósitos fluviales cuya litología procede de las rocas ígneas y metamórficas que forman la Sierra de Guadarrama.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

La actividad minera de la Hoja se reduce a pequeñas labores para la explotación de W y Cu y diversas calicatas de exploración sin resultados positivos.

Los indicios metálicos se agrupan en los siguientes conjuntos:

1. Mineralizaciones filonianas.

— Filones de cuarzo con W-Sn

— Filones de cuarzo con Cu.

2. Mineralizaciones ligadas a procesos de fracturación.

3. Mineralizaciones ligadas a procesos de tipo episienítico.

1. *Mineralizaciones filonianas*

— Filones de cuarzo con W-Sn.

La situación de los indicios es: * Cabeza de Lijar (Mina Primera) (X= 401,8; Y = 425,9; Y = 4502,6), Jarahonda (Carlitos) (X = 415,35; Y = 4507,55), Moralarzal (Felipe II) (X = 417,00; Y = 4504,30).

Las labores se reducen principalmente a diversas calicatas y zanjas realizadas sobre los filones. Cabeza de Lijar (Mina Primaria) y Moralarzal (Felipe II) encajan en leucogranitos de grano fino o medio; Nuestra Señora de Fátima y Jarahonda (Carlitos) lo hacen en adamellitas porfídicas de grano grueso, mientras que Cerro de Matarrajo encaja en el granito con cordierita porfídica de grano grueso. Las direcciones de los filones varían entre N80° y N150°.

La paragénesis correspondiente a los filones relacionados con los leucogranitos está constituida por cuarzo con wolframita y/o casiterita y como minerales accesorios, por calcopirita, scheelita, esfalerita, molibdenita, bismutina, bismuto, estanina y arsenopirita. En las salbandas de los filones aparece una alteración de fino greisen, con turmalinización local.

— Filones de cuarzo con Cu.

Se ha localizado un único indicio, situado al NO de Cercedilla, del que se extrajo algo de calcopirita diseminada en una masa de cuarzo hidrotermal. Actualmente sólo se conserva la entrada del socavón. La denominación es Cerro Hornillo (X = 408,85; Y = 4511,25).

* Salvo otra indicación, las coordenadas expresadas son U.T.M.

2. *Mineralizaciones ligadas a procesos de fracturación*

Los tres indicios son: La Mina (X = 403,51; Y = 4514,90); Collado Albo (X = 413,50; Y = 4513,02), localizado en las adamellitas porfídicas de grano grueso, tipo La Granja, donde se ha realizado un socavón y La Cobanera (X = 415,10; Y = 4506,15) en las adamellitas con cordierita y abundantes enclaves microgranulares tipo Alpedrete, donde se han realizado calicatas de exploración al igual que en el indicio La Mina.

La morfología de estos tres indicios es filoniana, íntimamente ligada al desarrollo de estructuras de dirección N140-160°. La mineralización diseminada en la roca hidrotermal o en venillas tardías de cuarzo está compuesta por calcopirita y esfalerita, aunque localmente (en el indicio La Mina) la paragénesis es mucho más compleja y aparece scheelita, fluorita, bornita, magnetita y cobres grises.

Las fracturas están caracterizadas por una intensa cataclasis de la roca encajante, que localmente llega a dar texturas ultracataclásicas.

La alteración hidrotermal, íntimamente ligada a la deformación, produce una cloritización, seritización y silicificación de desarrollo muy irregular.

3. Mineralizaciones ligadas a procesos de tipo episienítico

Existe un único indicio en el área NO de la Hoja y que es prolongación de una gran estructura de dirección N110-120°E, situada en la Hoja adyacente, N.º 506. La denominación del indicio es: Arroyo Linares (X = 400,45; Y = 4520,95). Se han realizado dos pocillos de investigación sobre la zona de máxima alteración. Se encuentra encajado en ortoneises glandulares, sobre los que se desarrolla una ligera alteración de tipo episienítico, y sobre todo una intensa y posterior cloritización de 1-1,5 m de potencia. Presenta morfología filoniana. La mineralización está formada por calcopirita y pirita diseminadas en la clorita y cuarzo.

Finalmente, aparecen pequeños indicios sin labores que corresponden a filones de fluorita y barita en relación con el granito de La Peña del Hombre (IGME, 1984) y a *skarns* de W (Puerto de Cotos) y Fe-Sn (Valdemartín y Cabeza de Hierro) estudiados por TORNOS Y CASQUET (1985).

Las investigaciones de las canteras de la Hoja se centran, sobre todo, en la explotación de los materiales graníticos existentes en la zona Sur de la misma. Las canteras de granito se manifiestan agrupadas en tres áreas, que se localizan, respectivamente, en las cercanías de El Boalo, en el V. G. Cobertero y sus alrededores y principalmente al Sur de Collado-Mediano, en los parajes El Cabezón y La Dehesa de Alpedrete.

Se obtienen productos de diferentes calidades y, por tanto, con varios usos, aunque la mayor parte de la producción se destina a la obtención de piedras de construcción (sillería) con muy baja mecanización en las canteras. La alta relación cuarzo/feldespato de estos granitos hace que el pulido de las planchas sea muy difícil y frecuentemente se agrietan y fractura. En algunas canteras se ha explotado el granito (y se sigue explotando), para obtener áridos de construcción, aunque en cualquier caso, sólo se han obtenido granulometrías gruesas (la mayor parte de la producción se ha destinado a macadan).

Han existido algunas explotaciones de pórfido en diques de 1 a 10 m de potencia, subverticales y de corridas muy variables, encajando en granitos y neises feldespáticos con dirección NE-NO. La mayoría de los afloramientos tienen sus reservas útiles agotadas o casi agotadas y se localizan fundamentalmente en los parajes El Fresnal, La Dehesilla y Las Suertes, entre Guadarrama y Collado-Mediano. Estos materiales resultan idóneos para ser utilizados como áridos en aglomerantes bituminosos.

Respecto a las canteras de neises destacaremos la situada al O de la Hoja, en el paraje, La Campanilla, de la que se extraen bloques pequeños. Menor importancia en cuanto al número de explotación corresponde a las canteras de cuarzo, actualmente abandonadas. Una explotación sobre diques de este material estuvo ubicada en el paraje Los Poyalejos al NO de Cercedilla.

7.2. HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja corresponde en su mayor parte a la Cuenca Hidrográfica del Tajo, en la zona de la provincia de Madrid y a la Cuenca Hidrográfica del Duero en la zona correspondiente a la provincia de Segovia. Dentro de la Comunidad Autónoma de Madrid, se distinguen en síntesis las siguientes unidades hidrogeológicas: Sustrato granítico-paleo-

zoico, Calizas mesozoicas del borde del Guadarrama y Terciario detrítico (AGUILLO, M., Editor, 1983), aunque esta última Unidad no se manifiesta en la Hoja. La zona correspondiente a la Cuenca del Duero forma parte del Sistema Acuífero núm. 11 de dicha Cuenca y posee un comportamiento hidrogeológico y características similares, a las que se citan para la primera Unidad Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo.

El sustrato granítico-paleozoico hidrogeológico se considera impermeable, si bien pueden existir pequeños acuíferos localizados en fracturas, que mantienen pequeños caudales de aguas de excelente calidad. Posee unos recursos subterráneos que únicamente pueden ser utilizables para cubrir demandas muy pequeñas (del orden de 100 m³/día como máximo, en condiciones hidrogeológicas favorables y con problemas de persistencia del caudal en estiajes prolongados). Los posibles focos de contaminación (vertido de residuos sólidos o aguas residuales) sólo afectan en la práctica a la aguas superficiales.

Las calizas mesozoicas del borde del Guadarrama se manifiestan en un pequeño afloramiento entre las poblaciones de Cerceda y El Boalo. La base de este afloramiento Cretácico está formada por materiales de la facies Utrillas, que se componen de arenas blancas caoliníferas poco cementadas, areniscas y niveles arcillosos. Su interés hidrogeológico es muy relativo y depende mucho del contenido en arcillas, pudiendo en ocasiones constituir acuífero con permeabilidad primaria por porosidad intergranular.

A continuación se pueden diferenciar dos tramos, el inferior, constituido por calizas y margas y el superior por calizas, dolomías y areniscas calcáreas. Hidrogeológicamente puede presentar cierto interés el tramo superior, pero en conjunto se puede considerar como un acuitardo. Sobre éstos aparece un tramo compuesto por calizas margosas y dolomías recristalizadas, constituyendo el mejor acuífero de toda la serie cretácica, dada su alta permeabilidad, debida al fuerte grado de karstificación que presenta.

Cabe citar en este apartado los embalses existentes en la Hoja: Embalse de Navacerrada, parte del Embalse de Santillana, la mayor parte del Embalse de La Jarosa, Embalse de Navalmedio y Embalse de El Espinar. Los embalses de La Jarosa, Navacerrada y Navalmedio, constituyendo en 1963 el medio a partir del cual se articuló el Plan General de Abastecimiento del Consorcio para el Abastecimiento de Agua y Saneamiento a los Pueblos de la Sierra de Guadarrama (CASRAMA), regulando del orden de 20 Hm³/año, para suministro de agua a todos los núcleos y urbanizaciones del sector noroccidental. En 1982 se realiza la conexión del sistema de CASRAMA al Embalse de Santillana, aportándose al nudo de Collado-Villalba un nuevo caudal de más de 0,5 m³/seg.

8. BIBLIOGRAFIA

- AGUILÓ ALONSO, M. (Editor) (1983): El agua en Madrid. Diputación de Madrid, 250 págs. y plano.
- ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1986): «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique». // *Reunión des sciences de la Terre Clermont-Ferrand*.
- ALONSO, A. (1981): «El Cretácico de la provincia de Segovia» (Borde Norte del Sistema Central). U.C.M. Sem. Estat. 7: págs. 1-271.
- ALONSO, A., y MAS, R. (1981): «Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y Sur del Sistema Central». *Cuad. Geol. Iber.* 8: págs. 145-166.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARBALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M. (1975): «Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español». *Mem IGME* 88: págs. 1-145.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCÍA CACHO, L., y SANTOS V. (1983): «Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español. Est. geol. 39: págs. 271-306.
- ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ORTEGA GIRONES, E.; PABLO MACÍA de, J. G., y PEINADO, M. (1986): «Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif.» *Herymia*. II, 2: págs. 87-110.
- ARTHUD, F., y MATTE, PH. (1975): «Les décrochements tardi-hercyniens du sudouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation (Late Hercynian wrenchfaults in southeastern Europe. Geometry and nature of de deformation)». *Tectonophysics*, 25: págs. 139-171.
- ASENSIO, I., y MARTÍNEZ GONZÁLEZ, F. (1965): «Formaciones cuaternarias en el Valle de Navacerrada. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 63: págs. 113-118.
- BARD, J. P.; CAPDEVILLA, R., y MATTE, PH. (1970): «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). C. R. Acad. Sci. Paris, D, 270: 2630-2633.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO F.; BRANDLE, J. L., y PEINADO, M. (1981): «Espectro geoquímico de los granitoides tardiercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español). Cuad. Geol. Iber. 7: págs. 219-234.
- BATCHELOR, R. A., y BOWDEN, P. (1985): «Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicantionic parameters.» *Chem. Geology*, 48: págs. 43-55.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VILLASECA, C. (1981): «Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central Español». *Cuad. Geol. Iber.* 7: págs. 15-52.
- BIROT, P. (1937): «Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental». *Ann Geogr.* 46: págs. 25-42 (Traducción de C. VIDAL Box, en *Est. Geogr.* 6: págs. 155-168, 1945).
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R. (1973): «Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien)». *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* págs. 28-275.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H., y BAUMAN, A. (en prensa): «Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain». *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.* 233, pág. 39.
- BOTELLA, F., y HORNOS, DE (1884): Notas sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. *Actas Soc. Esp. Hist. Nat.* 13: págs. 79-90. Madrid.
- BRANDEBOURGER, E. (1984): *Les granitoïdes hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Petrographie et géochimie*. Tesis Doctoral, págs. 1-209.
- (1984): Caracterisation chimico-minéralogique des granitoides de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol): un bilan préliminaire. *10 RAST*, Bordeaux, pág. 93.
- BÜDEL, J. (1957): Die doppelten Einebrungsflächen in den feuchten Tropen. *Zeit. Geomorph* 1 (2), págs. 223-225.
- CABRA, P.; GOY, J. L.; HOYOS, M., y ZAZO, C. (1983): Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera. *Tecniterrae*. 51, págs. 32-43.
- CALDERÓN, S., y ARANA, S. (1884a): Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios en España. *Bol. Inst. Libre Enseñanza*, 8. Madrid.
- (1884b): Contestación a la nota del señor Botella sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares. *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 13, págs. 98-109, Madrid.
- CAPOTE, R. (1971): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila*. Tesis doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-289.
- (1983): «La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central». *Libro Jubilar J. M. Ríos* 1, págs. 467-476.
- (1985): «Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica». *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4), págs. 511-522.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1981a): «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español». *Cuda. Geol. Iber.* 7, págs. 455-470.
- (1982): «Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica». *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 76 (2), págs. 313-331.
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. S. (1975): «Las series anteordovícicas del Sistema Central. Bol. Geol. Min. 86 (6), págs. 581-596.
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M. (1977): «El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. Bol. Geol. Min. 88 (6), págs. 517-520.
- CAPOTE, R.; PEREJÓN, A., y VILLAS, L. (1981b): *Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (provincia de Madrid, Sistema Central Español)*. *Cuad. Geol. Iber.* 7, págs. 625-632.
- CAPOTE, R.; VEGAS, R. (1968): «El Paleozoico de los alrededores de Avila.» *Est. geol.* 24, págs. 181-189.

- CASQUET, C. (1986): C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: The Berzosa Fault, Spanish Central System. *Jour. Met. Geol.* 4, págs. 117-130.
- CASQUET, C., y NAVIDAD, M. (1985): «El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo sobre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4), págs. 523-548.
- CASQUET, C., y TORNOS, F. (1981): «Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto Valle de Lozoya (Sistema Central Español).» *Cuad. Geol. Ibé* 7, págs. 135-150.
- CENTENO, J. D. (1983): *Clasificación y síntesis geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-125.
- CENTENO, J. D.; PEDRAZA, J., y ORTEGA, L. I. (1983): «Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciár.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 81 (3-4), págs. 153-171.
- DAVIS, W. M. (1899): The geographical cycle. *Geographical Journal*, 14, págs. 481-504.
- DE LA ROCHE, H.; STUSSI, J. M., y CHAURIS, L. (1980): «Les granites a deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de correlations geoquimiques appuyés sur une banque de données (Implications petrologiques et metallogeniques).» *Sci. de la Terre*, 84, págs. 5-121.
- EL BOUSEILY, A. M., y EL SOKKARY, A. A. (1975): «The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks.» *Chem. Geology*, 16, págs. 207-219.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974): «Significado geotécnico de la formación gneises de La Morcuera.» *Stv. Geol. Salm.* 7, págs. 87-106.
- (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-305.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J., y GUTIÉRREZ MARCO, J. D. (1985): «Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4), págs. 487-509.
- FISCHER, R. (1984): «Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel.» *Dr. A. Pettermanns Mitteil.* 40, págs. 249-259 y 277-285.
- FRÄNZLE, D. (1959): «Glaziale und periglaziale Formbildung im ostlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien).» *Bonner Geogr. A. bh, Bonn*, págs. 1-80 (Traducción de J. Sagredo en *Est. Geogr.* 39 (151), págs. 203-231; y (152), págs 363-419. Madrid, 1978).
- FUSTER, J. M. (1959): «Rocas de España Central. III: Granitos y lamprófidos del Puerto de Navacerrada (Segovia).» *Est. Geol.* 14, págs. 431-441.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974): «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y poligásicos del Sistema Central Español.» *Bol. Geol. Min.* 85, págs. 595-600.
- FUSTER, J. M., y HUERTAS, M. S. (1984): «El macizo peraluminico de Cabeza Mediana (Sierra de Guadarrama).» *I. Congr. Esp. de Geología* 2, págs. 109-130.
- FUSTER, J. M., e IBARROLA, E. (1953): «Rocas de España Central. IV: Pórfidos y lamprófidos magmáticos de La Granja (Segovia).» *Est. geol.* 18: págs. 193-224.
- FUSTER, J. M., y PEDRO, F. de (1955): «Geología del Valle superior del río Eresma (Sierra de Guadarrama).» *Not. Com.* 39: págs. 51-82.
- FUSTER, J. M., y RUBIO, J. I. (1980): «El afloramiento granodiorítico-tonalítico de Ventosilla (Guadarrama Central).» *Bol. Geol. Min.* 91, págs. 494-502.
- GARZÓN, M. G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica*. Tesis doctoral. Univ. Comp. Madrid.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M., y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978): «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central.» *Bol. Geol. Min.* 89 (2), págs. 109-113.
- HEIM, R. C. (1952): *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain*. Tesis. Min. Geol. Inst. Univ. Utrecht, págs. 1-66.
- FERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1930a): Modificación de la red fluvial en España. Fenómenos de captura durante el Plioceno al N de la Provincia de Madrid. *Bol. R. Soc. Geogr. Nac.* 70, págs. 1-14.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y CASQUET, C. (1986): «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» *Inter. Conf. Iber. Terranes. Proj.* 233, pág. 31.
- (1988): Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L. C. García Figuerola, págs. 377-384.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares.» *IGME*.
- KILMURRAY, J. O. (1978): «Distena relictas en la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español.» *Est. geol.* 34, págs. 359-362.
- KLEIN, C. I. (1959): «Surgaces polygéniques et surgaces polycycliques.» *Bull. Ass. Géogr. Franç* 282-283, págs. 51-68.
- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A., e IGLESIAS, M. (1985): «Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons.» *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, págs. 325-337.
- LAZARO, I. (1976): *Estudio geomorfológico de la Cuenca del Río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario)*. Tesis doctoral Univ. Comp. Madrid.
- LOCUTURA, J., y TORNOS, F. (1985): «Consideraciones sobre la metalogenia del sector medio del Sistema Central Español.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4), págs. 589-615.
- LÓPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L. (1975): «El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español.» *Mem. IGME*. 86, págs. 1-127.
- LOZTE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch*, 6,

- págs. 78-92. Berlín. Traducido por J. M. Ríos: *Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica*. Publ. Extr. Geol. Esp., 5, págs. 149-166, Madrid, 1950.
- MACAYA MIGUEL, J. (1983): «Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del sur de Segovia.» *Stvd. Geol. Salm.* 18. T. extr. 8, págs. 93-106.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., y ALVAREZ, F. (en prensa): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Enviado a *Tectonophysics*.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): «Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria.» *Studia Geol.*, 5, págs. 7-106.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y NICOLAU, J. (1973): «Los terrenos infraordovícicos de la antiformal de Martinamor (Salamanca).» *Bol. Geol. Min.*, 74-85, págs. 407-418.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E., y FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1972): «L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol).» *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2 G 17, págs. 345-365.
- MOLINA, E., PELLITERO E. (1982): «Formas periglaciares actuales en la Paramera de Avila. Hipótesis sobre su génesis.» *Bol. R. soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 80 (1-4), págs. 49-56.
- NAVIDAD, M. (1978a): *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico*. Tesis doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-235.
- (1978b): «Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores nor-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico.» *Est. geol.* 34, págs. 511-528.
- (1979): «Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental).» *Est. geol.* 35, págs. 31-48.
- NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977): «Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español).» *Stv. Geol. Salm.* 12, págs. 137-159.
- OBERMAIER, H. & CARANDEL, J. (1917): Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama, *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 19: págs. 1-94.
- ORIZOLA, J. M.; PEÓN, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNÁNDEZ, P. (1981): *Memoria del Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, núm 577 (Bohoyo). 2.ª Serie (MAGNA). IGME.
- ONTAÑÓN, J. M., y ASENSIO, I. (1974): «El circo micro-glacial del Collado de Siete Picos en la Sierra de Guadarrama.» *Actas 1 Teun. Grupo Tab. Cuat.* Madrid, págs. 113-117.
- PARGA, J. R. (1969a): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico.» *Trab. Lab. Xeol. Laxe*, 37, págs. 1-15.
- (1969b): «Spätvarisxische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv.» *Geol. Rundschau*, 59, págs. 323-336.
- PEDRAZA, J. DE (1976): «Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox.» *Bol. Geol. Min.* 87 (1), págs. 1-12.
- (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-459.
- PEDRAZA, J. DE, y CENTENO, J. DE D. (1987): «Nuevo foco glaciar pleistoceno en la Sierra de Guadarrama.» *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario, AEQUA*, págs. 183-186.
- PEDRAZA, J. DE; CENTENO, J. DE D.; ACASO, E., y RUBIO, J. C. (1986): «Presencia de suelos estructurados de origen periglacial en la Sierra de Gredos: círculos de piedra actuales.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Actas)*, 84, págs. 34-37.
- (1987): «Círculos de piedra e hidrolactolitos actuales en el Sistema Central.» *Actas VII, Reunión sobre el Cuaternario, AEQUA*, págs. 187-190.
- PEINADO, M. (1973): *Evolución meamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 199.
- (en prensa): «Los ortogeneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico.» *Rev. Real. Acad. Ciencias Exact. Físicas y Nat.*
- PEINADO, M., y ALVARO, M. (1981): «Magmatismo pre e intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español).» *Cuad. Geol. Iber.* 7, págs. 201-216.
- PENCK, W. (1972): *Morphological Analysis of Landforms. A Contribution to Physical Geology*, Hauser P. C., 430 págs. N. York (primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por Macmillan and Co. Londres) (Trabajo original en alemán, publicado en 1924).
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of rocks*. Mc. Graw-Hill, New York, 568.
- RUBIO, I., y VILLASECA, C. (1981): «Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector metamórfico encajante (Guadarrama Central).» *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 2, págs. 99-116.
- RUBIO, J. C. (1984): *La morfología glaciar de la Sierra de La Nava (Macizo de Gredos)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-182.
- SCHEMIEDER, O. (1915): Die Sierra de Gredos. *Mitteil d. Geogr. Gesellsdr.* München 10, págs. 1-60, Erlangen (Trad. de C. VIDAL VOX en *Est. geogr.* 52, págs. 421-440 y 53, págs. 629-653, 1953).
- SCHWENZNER, J. E. (1936): Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands. *Geogr. Abh.*, 3 Rei Heft Stuttgart (trad. C. VIDAL BOX en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 14, págs. 121-147, 1943).
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L. G., y PORTUGAL FERREIRA, M. (1988): Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L. C. García Figuerola, páginas 69-86.
- SERRANO PINTO, M., y GIL IBARGUCHI, I. Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región galaico-castellana.
- SOLÉ SABARIS, L. (1952): *Geografía Física de España*. Tomo I, Geografía de España y Portugal de R. de Terán. Ed. Montnes y Simon, 500 págs. Barcelona.
- TORNOS, F. (1981): *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, págs 1-152.

- TORNOS, F., y CASQUET, C. (1982): «Caracterización de gneises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespató potásico.» *Bol. Geol. Min.* 93, págs. 68-78.
- UBANELL, A. G. (1981b): «Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español.» *Caud. Geol. Iber.* 7, págs. 607-624.
- VAUDOUR, J. (1977): *Contribuiton a l'étude Géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride, la région de Madrid, alteration, sols et paléosols (resumen)*. Tesis Doctoral. Univ. d'Aix-Marseille.
- VEGAS, R. (1975): Wrench (trascurrent) fault System of the southwestern Iberian Península, paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rundschau*, 64, págs. 266-278.
- VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FUSTER, J. M., e IBARROLA, E. (1981): «Datos geológicos sobre el granito de la Cabrera.» *Cuad. Geol. Iber.* 7, págs. 327- 338.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VILLASECA, C. (1986): Orogenic granitic magmatism of prehercinian age. *Terra Cognita* ICOG 6 meeting 6 (2), pág. 1606.
- (en prensa): «Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» *Neues Jahrb.* 1987.
- VICENTE, G. DE; MARTÍNEZ, J.; CAPOTE, R. y LUNAR, R. (1986): Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Híndulaencina. Sistema Central. *Public. Esp. Univ. Oporto*.
- VILLASECA, C. (1983b): Bandas miloníticas y filoníticas en las áreas suroccidentales de Segovia (Guadarrama central). *Stv. Geol. Salam.* 18. T. extr. 8, págs. 81-92.
- (1983c): *Evolución metamórfica del sector centroseptentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, págs. 1-331.
- (1985a): Los granitos de la Sierra de Guadarrama. *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4), págs. 573-587.
- WAARD, D. (1950): Palaeogenetic structures in augen gneisses of the Sierra de Guadarrama, Spain. *Bull. Com. Geol. Finlande* 23, págs. 51-56.